

Masteroppgave, Institutt for geofag

Et studie av den mineralogiske sammensetningen i norske sensitive leirer

Med et geoteknisk perspektiv

Fredrikke S.G. Syversen



UNIVERSITETET I OSLO

DET MATEMATISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET

Et studie av den mineralogiske sammensetningen i norske sensitive leirer

Med et geoteknisk perspektiv

Fredrikke S.G. Syversen



Masteroppgave i Geofag

Studieretning: Miljøgeologi og Geofarer

Institutt for Geofag

Matematisk-naturvitenskaplig fakultet

UNIVERSITETET I OSLO

3.6.2013

© **"Fredrikke S.G. Syversen", 2013**

Dette eksamensarbeidet er publisert elektronisk i DUO – Digitale Utgivelser ved UiO

<http://www.duo.uio.no>

Det er også katalogisert i BIBSYS (<http://www.bibsys.no/>)

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced or transmitted, in any form or by any means, without permission.

Forsidebilde: www.geoportalen.no/nyheter/verdalsraset

Abstract

The purpose of this study was to investigate the mineralogy in Norwegian sensitive marine clays. The study has been performed in cooperation with the interdepartemental research program “Naturfare – Infrastruktur, Flom og Skred” (NIFS). They have observed that there is a significant spread of geotechnical data from different locations, in measurements performed using the CPTU method. Therefore they wanted to investigate whether or not this spread is caused by the influence of the clay mineralogy.

The study was performed by collecting samples of sensitive clays from all over Norway, with emphasize on the geographical distribution. This process was conducted with help from Statens Vegvesen, Jernbaneverket, Norges Vassdrag- og Energidirektorat, Multiconsult, Rambøll and PhD student Tonje Eide Helle. A total amount of 102 samples have been collected and analyzed regarding mineral content and grain size distribution in the sediment laboratory at the University of Oslo. The geotechnical data in this study was provided by the sample holder. Data as water content, plasticity index and remoulded shear strength have been of interest, in order to investigate any relationships between mineralogical data and geotechnical parameters.

The research reveals a uniform mineralogical content with minor deviations from the mineralogical compositions of Norwegian clays found by earlier investigations. All of the samples contain quartz, feldspars and amphiboles, but the two dominating minerals are illite and chlorite. Analysis of the clay fraction confirms this, as the only minerals found except illite and chlorite, are elements of quartz and amphiboles.

Comparisons made across the regions found that the south and west of Norway have a significant lower content of chlorite than the other regions. Of other important regional differences it was found that the north of Norway has a higher density of samples containing smectite.

The mineral content of quartz was found to be decreasing with an increasing amount of particles in size of the clay fraction. This relationship was most significant for analysis made on the basis of depth profiles. The water content increased as expected with both increasing fraction of clay sized particles and an increasing amount of clay minerals. Further on the plasticity index also seems to be increasing with an increasing amount of particles in the clay

size fraction, for the analysis made on basis of the whole data set. A corresponding relationship for the analyses performed on depth profiles was not found.

PhD student Tonje Eide Helle has performed analysis of the electrolytic conductance for some of the samples. The conductance showed as expected an inverse relationship with respect to remoulded shear strength. It was also increasing with respect to the clay mineral content.

The study reveals that sensitive and non – sensitive clay samples exist in depth profiles, without corresponding changes in the mineral content. Considering the relative uniform mineral content, and its small changes regarding the depth profiles with both sensitive and non – sensitive clays, it has been concluded that the pore water chemistry has a greater influence on the spread of geotechnical data than the mineralogy.

Sammendrag

Hensikten med dette studiet har vært å undersøke norske sensitive leirer med hensyn til mineralogien. Studiet har blitt utført i samarbeid med det tverretatelige programmet Naturfare - Infrastruktur, Flom og Skred (NIFS). De har observert at det er store spredninger i geoteknisk måledata og ønsket derfor å undersøke om mineralogien kunne ha en innvirkning på disse spredningene.

Det har blitt samlet inn prøvemateriale i form av sensitive leirer i fra hele Norge, med hjelp fra Statens Vegvesen, Jernbaneverket, Norges Vassdrag- og Energidirektorat, Multiconsult, Rambøll og PhD stipendiat Tonje Eide Helle. Hele 102 prøver har blitt samlet inn og analysert med hensyn til mineralinnhold og kornfordeling, ved sedimentlaboratoriet hos Universitetet i Oslo. De geotekniske dataene som ligger til grunn for oppgaven ble opplyst av prøvetaker, hvor vanninnhold, plastisitetsindeks og omrørt skjærstyrke har blitt brukt for å undersøke eventuelle sammenhenger mellom mineralogi og geotekniske parametere.

Studiet viser at det mineralogiske innholdet er relativt ensartet, og det avviker lite i fra norske leirers mineralsammensetning for øvrig. Prøvene inneholder kvarts, amfibol og feltspat, men de domineres av illitt og kloritt. Analyser av leirfraksjonen viste at den hovedsakelig utgjøres av illitt og kloritt, med mindre innslag av amfibol og kvarts.

Ved sammenligninger på tvers av regionene ble det funnet at Sør- og Vestlandet har et betydelig lavere innhold av kloritt enn hva de resterende landsdelene har. I 24 av leirprøvene ble det funnet spor av smektitt, hvor hoveddelen av disse prøvene er lokalisert i Nord-Norge.

Det ble også funnet at kvartsinnholdet synker med økende andel partikler i leirfraksjonen, med en økt konsentrasjon av kvarts i finsiltfraksjonen. Vanninnholdet stiger som forventet med både økt andel av sjiktmineraler og økt andel leirfraksjon. Et økende vanninnhold gir også som forventet en synkende omrørt skjærstyrke. Det ser ut til at plastisitetsindeksen øker med økt andel leirfraksjon ved sammenligninger for hele datasettet, hvilket er i overenstemmelse med tidligere studier.

PhD stipendiat Tonje Eide Helle har for enkelte av prøvene utført analyser med hensyn til den elektriske konduktiviteten. Konduktiviteten plottet mot omrørt skjærstyrke viser som

forventet en omvendt proporsjonalitet. Konduktiviteten stiger også med økt andel sjiktmineraler.

Det har blitt vist at man i en dybdeprofil kan finne både sensitive og ikke – sensitive prøver, uten at man ser tilsvarende endringer i mineralogien. Den relativt ensartede mineralogien, og dens få endringene i dybdeprofilene tatt i betraktning, så har det blitt konkludert med at porevannkjemien har større innvirkning på spredningen i de geotekniske parameterne enn mineralogien.

Forord

Denne masteroppgaven er en del av forskningsprogrammet «Naturfare – infrastruktur, flom og skred» (NIFS), som er et tverretatlig samarbeid mellom Statens Vegvesen, Jernbaneverket og Norges Vassdrags- og energidirektorat. Masteroppgaven inngår i arbeidspakke nr. 6, Kvikkleire.

Jeg har utført kornfordelingsanalysene og prøveprepareringen for i alt 102 prøver. Dr. Maarten Aerts ved Universitetet i Oslo har kjørt prøvene med hensyn til røntgendiffraksjon, men jeg har selv stått for all analysering av data. Geoteknisk data og prøvemateriale er hentet i fra NTNU, Statens Vegvesen, Rambøll og Multiconsult. PhD Tonje Eide Helle har utført analyser av pH og konduktivitet.

Oppgaven er skrevet i tidsperioden 15. januar til 3. juni 2013.

Takk til veileder Per Aagaard (Universitetet i Oslo) for tett oppfølging og kyndig veiledelse. Takk til ekstern veileder Vikas Thakur (Statens Vegvesen) for å stille med meget interessant oppgave, godt engasjement og iherdig innsats i organiseringen av prøveinnsamlingen.

Takk til Tonje Eide Helle for flott samarbeid i arbeidet med innsamling av prøvemateriale og for gode råd underveis.

Takk til dr. Maarten Aerts for stor utholdenhet i arbeidet med å kjøre 102 prøver med hensyn til bulk og leirfraksjonen, på relativt kort tid. Takker også for den imøtekommenhet som har blitt vist ved utallige spørsmål og funderinger underveis.

En stor takk til Mette Synsteli (Multiconsult), Jan Inge Senneset (Statens Vegvesen) og Mufak Naoroz (Universitetet i Oslo) for omvisning, rettledning og hjelp i laboratoriene ved respektive institusjoner.

En ydmyk takk rettes også til min nærmeste familie, venner og samboer for at de står ut med meg når det blåser som mest, og fordi de legger til rette for at jeg får drive med mine store lidenskaper i livet.

Fredrikke S.G. Syversen
Gressvik, Juni 2013

Innholdsfortegnelse

Abstract	I
1 Innledning med problemstilling	1
1.1 Problemstilling.....	1
1.2 Gjennomføring.....	2
1.3 Struktur	3
2 Spredning i geotekniske parametere	4
2.1.1 CPTU korrelasjoner.....	4
2.1.2 Sidefriksjon på friksjonspeler.....	5
3 Bakgrunn om sensitive leirer og mineralogi	7
3.1 Sjøktmineralogi	8
3.2 Sensitive leirers mikrostruktur og kolloidalkjemi	11
3.3 Utviklingen av sensitive leirer	13
3.4 Sementering	14
3.5 Sensitive leirers mineralogi og kornfordeling	17
3.6 Aktivitet.....	19
3.7 Flytegrense og plastisitetsindeks	20
4 Material og metode.....	22
4.1 Geotekniske parametere opplyst av prøvetaker	25
4.2 Laboratorieundersøkelser utført ved Universitetet i Oslo	31
4.2.1 Kornfordeling	31
4.2.2 Mineralogisk analyse ved hjelp av røtgendiffraksjon	33
4.2.3 Analyse av røtgendiffraktogram.....	40
5 Resultat og diskusjon	45
5.1 Bulk	45
5.1.1 Kvalitativ analyse.....	45
5.1.2 Semi – kvantitativ analyse.....	48
5.2 Leirfraksjonen.....	49
5.2.1 Kvalitativ analyse.....	49
5.2.2 Semi-kvantitativ analyse	51
5.3 Kornfordeling	52
5.4 Konduktivitet.....	54

5.5	Regionale sammenligninger	56
5.5.1	Generelt	56
5.5.2	Smektitt	58
5.6	Dybdeprofiler.....	61
5.6.1	Mineralogi	62
5.6.2	Kornfordeling	63
5.6.3	Vanninnhold	64
5.6.4	Plastisitetsindeks	65
5.6.5	Omrørt skjærstyrke.....	66
5.6.6	Oppsummering	67
5.7	Mineralogi mot geotekniske data totalt	67
5.7.1	Kornfordeling	67
5.7.2	Vanninnhold	69
5.7.3	Aktivitet.....	70
5.7.4	Omrørt skjærstyrke.....	71
6	Konklusjon	72
	Litteraturliste	75
	Vedlegg	78
	1
	1
	Figur 1 Plastisitetsindeksen innvirkning på CPTU faktor (Nkt) (Karlsrud et al. 2005).....	5
	Figur 2 Plastisitetsindeksen innvirkning på poretrykksfaktoren. De to markerte punktene har ikke blitt vektlagt ved Ip-korrelasjonen, da innholdet av organisk materiale var svært høyt. Dette kan ha resultert i en økt Ip (Karlsrud et al. 2005).....	5
	Figur 3 Målt normalisert sidefriksjon på peler i tilnærmet normalkonsolidert leire. Hensikten med figuren er å illustrere spredningen i datasettet. α langs y-aksen er lik empirisk sidefriksjonsfaktor (Statens vegvesen, 2010).....	6
	Tabell 1 Liste over utvalgte, større skred i norske sensitive leirer i nyere tid (L'Heureux og Solberg 2012).	8
	Figur 4 Tetraeder (øverst) og oktaeder (nederst). Figuren er modifisert etter Mitchell og Soga (2005).	9
	Figur 6 Illittmineraler i klynge (Rankka et al., 2004).	11
	Figur 7 Det elektriske dobbellagets utbredelse i forhold til ionekonsentrasjonen i porevannet (Rankka et. al., 2005).	13
	Figur 8 Forholdet mellom plastisitetsindeks (y-aksen) og leirfraksjon (x-aksen) hos ulike leirer (Skempton (1953), referert av Mitchell og Soga 2005).....	19

Tabell 2 De ulike mineralenes aktivitet (Skempton 1953).....	20
Tabell 3 Flyte-og plastisitetsgrense for to essensielle mineraler (Mitchell og Soga 2005)	21
Figur 9 Kart med oversikt over de ulike lokalitetene.....	23
Tabell 4 Total oversikt over antall prøver, region og lokalitet.....	24
Figur 10 Inndelingen av rutineanalysene for intakte prøver (Statens Vegvesen 2010).	25
Figur 11 Konsistensitetsgrensene (Statens Vegvesen 2010).....	27
Tabell 5 Den ulike klassifiseringen av sensitive leirer (Thakur et al. 2012).....	29
Figur 13 Konusapparat (Statens Vegvesen 2010).....	30
Tabell 6 De ulike konusene med tilhørende vekt og vinkel	30
Figur 14 Kornfordelingskurve for prøvenummer 001.....	31
Figur 15 Prinsippskisse av et laser diffraksjonssystem (Blott et al. 2004).	32
Figur 16 Øverst til venstre: Generering av røntgenstråler som et resultat av bremsestråling (1). Øverst til høyre: Røntgenstråling generert ved erstatning elektroner (2). Nederst: Røntgenstrålingens intensitet som en funksjon av bølgelengden (modifisert etter Mitchell og Soga 2005).....	35
Figur 17 Skjematisk oversikt over rådende geometriske forhold, i henhold til Braggs Lov (Mitchell og Soga 2005).....	36
Figur 18 Diffraksjonsmønster for en leirprøve i programmet Diffrac.eva før analyse.	37
Figur 19 Skjematisk presentasjon av komponentene i et røntgendiffraktometer (Harris og White 2007).....	37
Figur 20 Oversikt over et atom med de ulike skallnivåene og energioverføringen for $K\alpha_2$, K og L. $K\alpha$ er et resultat av energioverføring i form av erstatning av elektroner fra K-skallet, med elektroner i fra L(Harris og White 2007).	38
Figur 21 Diffraktogram før (svart) og etter (rød) fjerning av $K\alpha_2$	38
Figur 22 Filtreringsapparat (Moore og Reynolds 1997).	39
Figur 23 Overføring av prøven fra filter til glass (Moore og Reynolds 1997).....	40
Tabell 7 Oversikt over korreksjonsfaktorene.	44
Tabell 8 Oversikt over toppene som er brukt til identifisering, med tilhørende d-verdi.....	46
.....	47
Figur 24 Samlet oversikt over alle prøvene med toppenes fordeling i diffraktogrammet for d- avstand i fra 3,1Å til 16Å.	47
Figur 25 Prøvenummer 078 (svart) og 098 (rød) med en tydelig topp ved 9,4 Å.....	47
Figur 26 Illustrerer to topper ved 10 Å, hentet i fra prøve nr. 003. Det utelukkes ikke at slike topper kan ha et innhold av glimmer, men de blir allikevel betegnet som illitt i denne oppgaven.	47
.....	48
Figur 27 Gjennomsnittlig bulk mineralinnhold for alle analyserte prøver.....	48
Tabell 9 Variasjonen i mengden mineraler identifisert.	48
Figur 28 Variasjonene i mineralinnhold for samtlige prøver, inndelt i regioner. Innhold av pyritt og kalsitt er ekskludert.....	49
Figur 29 Leirfraksjonens samlede oversikt med toppenes fordeling i diffraktogrammet for lufttørkede prøver.....	50

Figur 30 Viser hvordan toppen ved 14 Å (rød) ekspanderer mot 16 Å ved behandling med etylenglykol (svart), før den kollapser ved 350 °C varmebehandling. Prøven er hentet i fra Alta.	50
Figur 31 Gjennomsnittlig mineralinnhold for leirfraksjonen.	51
Figur 32 Variasjonen i prosentvis andel mineralinnhold for leirfraksjonen, sortert etter regioner. Amfibol er utelatt på grunn av lav prosentvis andel. Variasjonen i prosentvis andel mineralinnhold for leirfraksjonen, sortert etter regioner.	51
Tabell 10 Oversikt over resultat fra kornfordelingsanalysen.	52
Figur 33 Leirfraksjonen mot kornstørrelse ved 50 % gjennomfall.	52
Figur 34 Andelen sjiktmineral mot leirfraksjonen.	53
Figur 35 Prosentvis innhold av kvarts i fra den semi-kvantitative analysen, mot d50 fra kornfordelingsanalysen.	53
Figur 36 Konduktivitet plottet på en logaritmisk skala mot omrørt skjærstyrke	54
Figur 37 Konduktivitet plottet på en logaritmisk skala mot d50.....	55
Figur 38 Konduktiviteten plottet på en logaritmisk skala mot prosentvis andel av sjiktmineraler.....	56
Tabell 11 Oversikt over prøvelokaliteter	57
Tabell 12 Variasjonen i mineralinnhold mellom de ulike lokalitetene, innenfor hver av regionene	58
Figur 39 Gjennomsnittlig mineralinnhold for de ulike regionene.....	58
Figur 40 Samlet oversikt over alle diffraktogrammene for Østlandet. Prøvene er hentet i fra leirfraksjonen og behandlet med etylenglykol.	59
Figur 41 Samlet oversikt over alle diffraktogrammene for Sørlandet. Prøvene er hentet i fra leirfraksjonen og behandlet med etylenglykol.	59
Figur 42 Samlet oversikt med diffraktogrammene fra Vestlandet. Prøvene er hentet i fra leirfraksjonen og behandlet med etylenglykol.	60
Figur 43 Samlet oversikt med diffraktogrammene fra Midt-Norge. Prøvene er hentet i fra leirfraksjonen og behandlet med etylenglykol.	60
Figur 44 Samlet oversikt med diffraktogrammene fra Nord-Norge. Prøvene er hentet i fra leirfraksjonen og behandlet med etylenglykol.	60
Tabell 13 Kort oppsummering av data for de to profilene.	61
Figur 45 Mineralinnholdet for Leira 17.	62
Figur 46 Mineralinnholdet for Rundhaug Olsborg.	62
Figur 47 Andelen sjiktmineral mot andelen leirfraksjon i fra kornfordelingsanalysen.	63
Figur 48 Prosentvis innhold av kvarts mot prosentvis innhold av leirfraksjon.....	63
Figur 49 Vanninnhold mot andelen sjiktmineral og prosentvis andel leirfraksjon for Leira 17.	64
Figur 50 Vanninnhold mot omrørt skjærstyrke.....	65
Figur 51 Andelen leirfraksjon og sjiktmineral mot vanninnhold for Rundhaug Olsborg.	65
Figur 52 Prosentvis innhold av sjiktmineral mot omrørt skjærstyrke for Rundhaug Olsborg (rød) og Leira (blå).	66
Figur 53 Prosentvis innhold av kvarts mot d50 for hele datasettet.	68
Figur 54 Vanninnholdet mot omrørt skjærstyrke for samtlige prøver i datasettet.	69

Figur 55 Prosentvis andel i leirfraksjonen mot vanninnholdet for samtlige prøver i datasettet.	69
Figur 56 Plastisitetsindeks mot leirfraksjonen for hele datasettet, hvilket utgjør leiras aktivitet.	70
Figur 57 Leirfraksjonen mot omrørt skjærstyrke for hele datasettet.	71
Figur 58 Andelen sjiktmineral mot omrørt skjærstyrke for hele datasettet.	71

1 Innledning med problemstilling

Denne oppgaven har blitt skrevet i samarbeid med NIFS (Naturfare – Infrastruktur – Flom og Skred), delprosjekt nummer 6. Dette er et etatsprogram i regi av Norges Vassdrags- og Energidirektorat (NVE), Jernbaneverket (JBV) og Statens Vegvesen (SVV). Kvikkleire er definert som delprosjekt nummer seks, av i alt syv delprosjekt som inngår i NIFS.

Delprosjektet har følgende som hovedmål:

- Presisering av dagens regelverk og rutiner
- En felles databank for kvikkleireskred
- Bedre og nyere grunnlag for geoteknisk prosjektering og utvikling av praksisorientert beregningsverktøy

1.1 Problemstilling

Skred i kvikkleirer er den mest frekvente og mest omfattende typen leirskred i Norge. Slike skred har forårsaket store ødeleggelser gjennom historien, og mange undersøkelser har blitt utført i kjølvannet av NGIs storsatsning på sensitive leirer rundt 60-tallet, blant annet ved hjelp av Rosenqvist (1966) og Løken (1970).

Undersøkelsene har bidratt til god kunnskap om norske sensitive leirers geotekniske egenskaper og porevannkjemi. Allikevel viser flere studier stor spredning i geotekniske måledata, på tilsynelatende samme leirer. Problematikken kan illustreres ved hjelp av CPTU-metodikken som har vært brukt til å beregne blant annet plastisitetsindeks og konsolidering. De korrelasjoner som ligger bak denne metodikken er beheftet med stor usikkerhet på grunn av spredning i primærdata. Spredning som har blitt observert er i hovedsak et resultat av to variabler:

- Variasjon i jordegenskapene
- Tilfeldige målefeil

Disse feilkildene har en effekt på de geotekniske vurderingene, og gir dermed utslag ved for eksempel beregning bæreevne for friksjonspeler. Spredningen i primærdataene er observert i

jordprøver hentet fra ulike steder, uten at det har blitt funnet korrelasjoner hvor de mineralogiske egenskapene har blitt tatt hensyn til.

Mineralogien er en viktig primærfaktor for kontrollering av de fysiske og kjemiske egenskaper hos en jordart, er det derfor hensiktsmessig å undersøke mineralogien i norske sensitive leirer, for å kartlegge det mineralogiske innholdet.

Ved å samle inn data i fra geotekniske laboratorier fra hele landet, vil det være mulig å undersøke det mineralogiske innholdet, for så å sammenligne dem med de geotekniske data som foreligger i fra laboratoriene. Ved å sammenligne disse dataene, på tvers av regioner og lokaliteter, har oppgaven følgende problemstillinger:

- Hvordan er den mineralogiske sammensetningen for norske sensitive leirer på regional basis?
- Hvordan påvirkes de geotekniske egenskapene av den mineralogiske sammensetningen?

1.2 Gjennomføring

Siden oppgaven har som målsetting å undersøke mineralogien i norske sensitive leirer på regional basis, har prøveinnsamlingen vært en viktig del av arbeidet med masteroppgaven. I dette arbeidet har det blitt lagt vekt på god geografisk distribusjon av materialet. Samtidig vil man vært begrenset av mengden byggeprosjekt i områder med sensitiv leire, hvor prøvemateriale er tilgjengelig. For å sikre best mulig tilgang til prøvemateriale i masteroppgavens prosjektperiode, har flere aktører blitt inkludert i arbeidet, både statlige og private. Prøveinnsamlingen har blitt gjennomført med god hjelp fra Norges Vassdrag og Energidirektorat, Statens Vegvesen, Jernbaneverket, Multiconsult og Rambøll, under organisering av blant annet Vikas Thakur og Tonje Helle Eide.

For å sikre et ytterligere datagrunnlag, har også aktuelle arkivprøver i fra Statens Vegvesens sentrallaboratorium blitt hentet fram.

Prøvene har så blitt analysert med hensyn på mineralogi og kornfordeling ved Institutt for Geofag, Universitetet i Oslo. Videre er resultatene hentet i fra prøvetagernes geotekniske

rutineanalyser blitt tatt i bruk. I tillegg har også PhD student Tonje Helle Eide analysert enkelte av prøvene med hensyn til konduktivitet og pH.

1.3 Struktur

Oppgaven baseres på et stort antall prøver og et stort datagrunnlag fra NIFS. For å sikre en ryddig fremstilling vil oppgavens struktur derfor bestå av fem deler. Innledningsvis blir problemstillingen presentert. Del to vil bestå av bakgrunnsinformasjon og presentasjon av tidligere arbeid på området. I metodekapittelet vil det bli gitt en presentasjon av det laboratoriearbeid som har blitt utført i forbindelse med oppgaven, samt en kort presentasjon av den informasjonen som har blitt gitt av prøvetaker. Del fem består av presentasjon av data og diskusjon. Konklusjonene vil bli gitt i kapittel seks.

2 Spredning i geotekniske parametere

Det har blitt observert stor spredning i geotekniske parametere som omrørt skjærstyrke og plastisitetsindeks, for sensitive leirer, hvilket er bakgrunnen for at NIFS ønsket dette arbeidet utført. De ønsket å vite om de mineralogiske egenskapene hos norske sensitive leirer kan ha innvirkning på variasjonene i geoteknisk måledata.

Den spredning som har blitt observert i geotekniske data stammer i hovedsak fra to kilder:

- Variasjon i jordegenskapene
- Tilfeldige målefeil

Disse feilkildene har ulik effekt på de geotekniske vurderingene. Variasjonen i geotekniske parametere er observert i fra jordprøver hentet i fra ulike steder, uten at det har blitt funnet korreksjonsfaktorer hvor de mineralogiske egenskapene har blitt tatt hensyn til. For å forklare dette videre, vil det herunder bli presentert to eksempler, hvorav:

- (1) CPTU korrelasjoner i sensitive leirer
- (2) sidefriksjonsfaktoren i friksjonspeler i normalkonsolidert leirer.

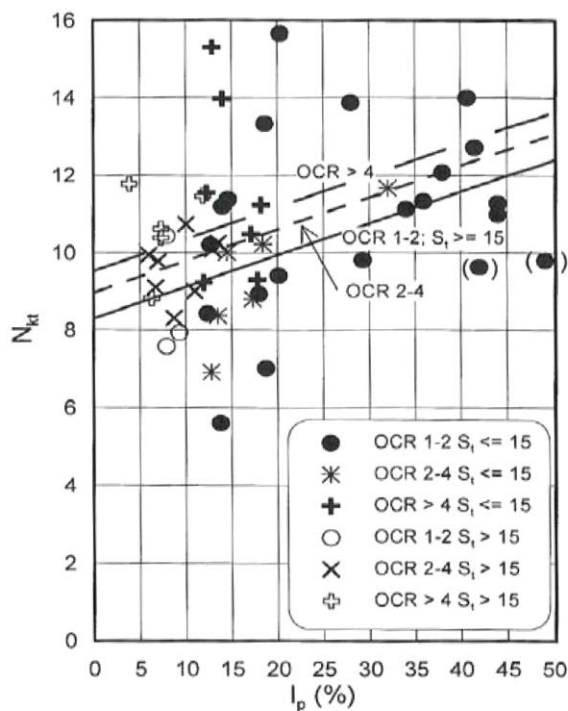
2.1.1 CPTU korrelasjoner

Med utgangspunkt i trykksondering med poretrykksmåling (CPTU) kan man beskrive sensitive leirers udrenerte skjærstyrke i relasjon til andre geotekniske parametere. CPTU er en metode som kan avdekke en rekke jordparametere in-situ. Deriblant: udrenert skjærstyrke, prekonsolideringstrykk, friksjon og konsolideringskoeffisienten (Sandven 2005). Karlsrud et al. (2005) poengterer at nøyaktigheten i målinger utført ved hjelp av denne metoden varierer med leiras sensitivitet, plastisitet og hva slags konus som benyttes. I arbeidet med å utvikle pålitelige korrelasjoner mellom CPTU undersøkelser og de rådende in-situ jordparametere, har Karlsrud et al. (2005) sammenlignet deres forsøksresultat med en rekke lab-resultater. Undersøkelsene ble utført på prøver hentet i fra ulike steder i Norge, men det ble ikke utført noen mineralogiske analyser av disse prøvene. Det betyr at det mineralogiske aspektet ikke ble inkludert i vurderingen av CPTU korrelasjonene.

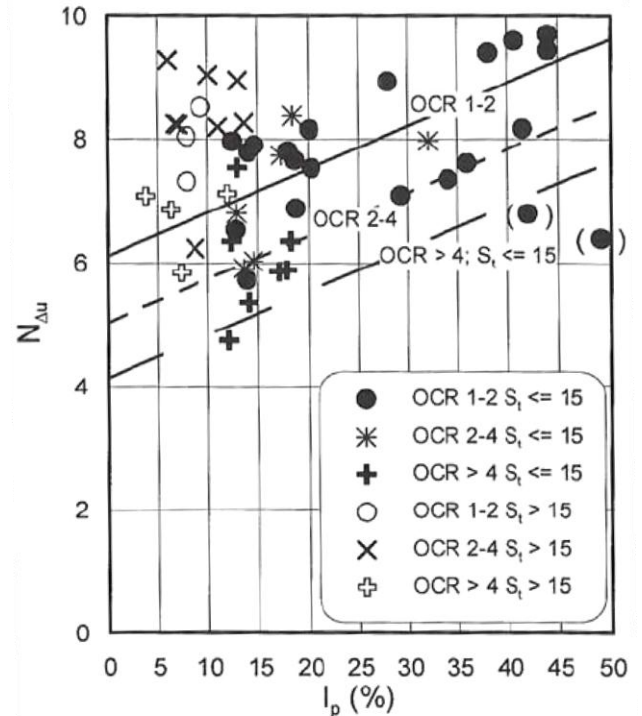
Karlsrud et al. (2005) presenter CPTU korrelasjonene, som vist i Figur 6 og 7. De viser at det er store spredninger mellom dataene, og det er vanskelig å finne en entydig korrelasjon

mellom CPTU faktorer (N_{du} , N_{kt}), plastisitetsindeks (I_p) og overkonsolideringsforholdet (OCR).

På tross av en svak korrelasjon mellom OCR, I_p og CPTU faktorer (N_{du} , N_{kt}) viser Figur 1 og Figur 2 stor spredning i data. Spredningen i labdata kan skyldes flere faktorer, deriblant:



Figur 1 Plastisitetsindeksen innvirkning på CPTU faktor (N_{kt}) (Karlsrud et al. 2005).



Figur 2 Plastisitetsindeksen innvirkning på poretrykksfaktoren. De to markerte punktene har ikke blitt vektlagt ved I_p -korrelasjonen, da innholdet av organisk materiale var svært høyt. Dette kan ha resultert i en økt I_p (Karlsrud et al. 2005).

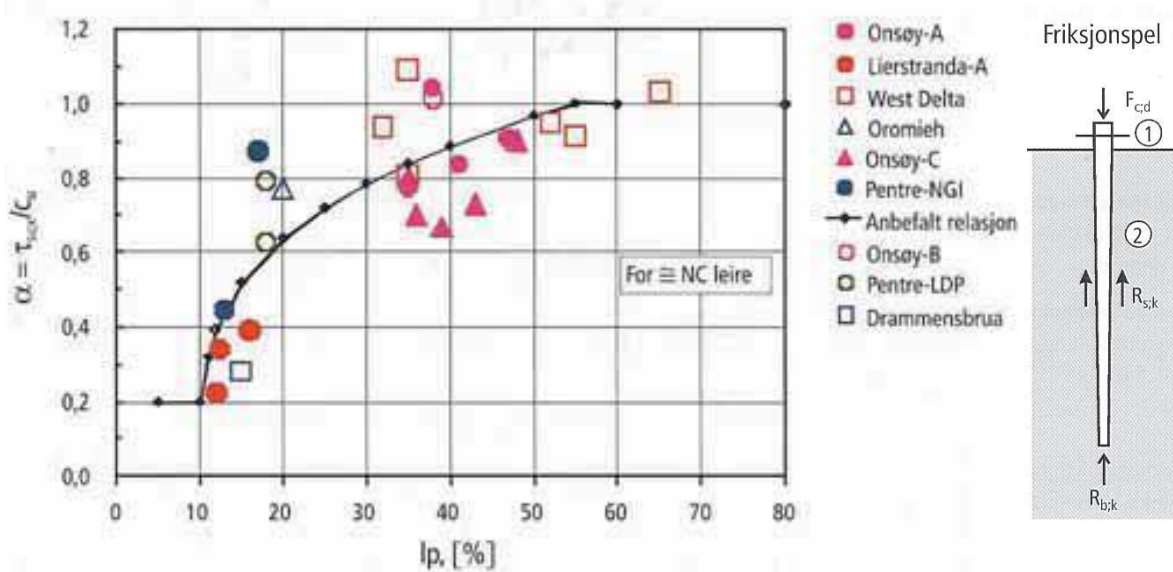
unøyaktige sensorer og målinger, kalibrering av utstyr, prøveforstyrrelser, temperatureffekt, effekt av lagringstid for prøvene, samt forskjellen i mineralogiske sammensetning av prøvene fra ulike steder. Det er sistnevnte som vil bli undersøkt i denne oppgaven. Litteraturen viser at S_t , OCR og I_p avhenger av den geologiske historien og den mineralogiske sammensetningen av jordarter. Det er derfor ikke så overraskende at CPTU korrelasjonene utført av Karlsrud et al. (2005) har store spredninger.

2.1.2 Sidefriksjon på friksjonspeler

Bæreevne for friksjonspeler i leire bestemmes på totalspenningsbasis ut i fra leirens udrenerte styrke (Khaldoun et al. 2009). Sidefriksjonsfaktoren (α) bestemmes ut i fra Figur 3. Denne

sidefriksjonen er anbefalt av NGI, og den baseres på en omfattende database med peleforsøk fra hele verden. Figur 3 gir verdier for α relatert til plastisitetsindeksen I_p for normalkonsolidert leirer ($OCR = 1$).

Ut i fra Figur 3 kan man se at små endringer i I_p har store påvirkninger på α -verdiene. Figuren illustrerer også store spredninger i datasettet, hvilket igjen kan være et resultat av at ulike mineralogiske sammensetninger påvirker I_p .



Figur 3 Målt normalisert sidefriksjon på peler i tilnærmet normalkonsolidert leire. Hensikten med figuren er å illustrere spredningen i datasettet. α langs y-aksen er lik empirisk sidefriksjonsfaktor (Statens vegvesen, 2010).

3 Bakgrunn om sensitive leirer og mineralogi

For å undersøke om slik spredning kan skyldes variasjoner i den mineralogiske sammensetningen, så er det hensiktsmessig med en innføring i blant annet sjiktmineralogien i norske sensitive leirer, de kolloidale kjemiske forhold som råder i et leire-vannsystem og dannelsen av sensitive leirer. Dette fordi det er slike faktorer som kan ha en innvirkning på leiras geotekniske egenskaper.

Sensitive leirer er etter gjeldende norsk praksis definert ut i fra sensitivitet (S_t) (Andersson-Sköld et al. 2005) og omrørt skjærstyrke (S_r). Dersom materialet har $S_t \geq 15$ og en $S_r \leq 2,0$ kPa, klassifiseres det som sensitivt (Thakur et al. 2012). S_t utgjør forholdet mellom intakt og omrørt skjærstyrke. Majoriteten av norsk sprøbruddmateriale kan klassifiseres som sensitive, hvor en relativt stor andel av disse utgjøres av kvikkleirer. Med kvikkleire menes særdeles sensitive marine leirer. Karakteristisk for denne betegnelsen er at de opptrer som stive og sprø i uomrørt tilstand, før de endres til å bli særdeles viskøse ved forstyrrelser. En sensitiv leire betegnes som kvikkleire dersom $S_r < 0,5$ kPa og $S_t > 30$ (Torrance 1983).

Sensitive leirer blir ofte beskrevet i form av jordmaterialer som blir flytende i omrørt tilstand. Disse leirene kan danne store skred, og de utgjør derfor en betydelig risiko for nærliggende infrastruktur. De har stor negativ innvirkning på områdestabiliteten, på grunn av sine relativt raske og retrogressive skredutbrudd. Det innebærer at massive mengder materiale, i størrelsesorden millioner av kubikkmeter, ofte er innblandet. Utbredelsen av et slikt ras avhenger av geometri, grenser og belastningsforhold. I tillegg må to faktorer oppfylles for at store skred i sensitive leirer skal oppstå etter et initialskred:

- (1) Betydelige deler av skredmassene må være fullstendig omrørt
 - (2) Skredmassene må kunne strøme ut av skredområdet, dersom de blir omrørt
- (Thakur et al. 2012)

Dersom disse forholdene ligger til rette, i tillegg til at topografien og området bak initialskredet tillater det, så kan store skred i sensitive leirer oppstå. Et tilbakeblikk på leirskred i Norge med omfattende utbredelse viser at majoriteten utgjøres av skred i sensitive leirer (Andersson-Sköld et al. 2005). Eksempler på større skred i senere tid er gitt i Tabell 1.

Tabell 1 Liste over utvalgte, større skred i norske sensitive leirer i nyere tid (L'Heureux og Solberg 2012).

År	Lokalitet	Volum (m ³)
1893	Verdal	65 000 000
1978	Rissa	5 000 000
1959	Furre	3 000 000
1974	Båstad	1 500 000
1967	Vibstad	1 400 000

3.1 Sjøktmineralogi

Sjøktmineralogien er en av de faktorer som gjør at leirers geotekniske egenskaper skiller seg markant i fra andre typer sediment, som for eksempel silt og sand. En kort innføring i sjøktmineralogi vil derfor være hensiktsmessig.

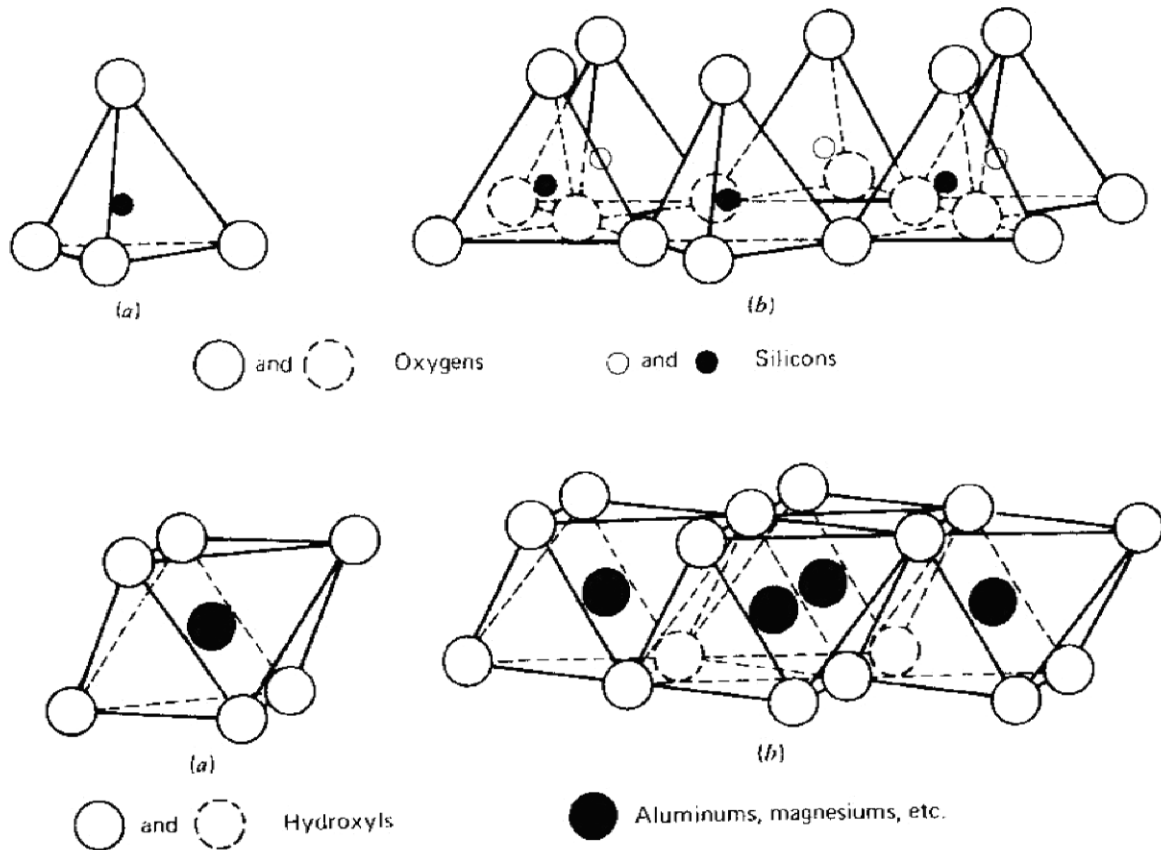
I beskrivelsen av mineralsk jord er kornstørrelsen en av de grunnleggende faktorer, hvor leire har kornstørrelse $< 0,002$ mm. Etter norsk geoteknisk standard, så kan en jordart beskrives som leire dersom leirinnholdet overstiger 15 % (Sandven 2005).

I Norge er nesten all leire som finnes dannet ved nedknusning av fast og forvitret berggrunn under istiden. De marine leirene er et resultat av de store smeltevannselvene som ble dannet under isen. Disse breelvene avsatte morenemateriale i fjorder og innsjøer. Morenematerialet ble sortert der breelvene endte, og leira ble transportert ut mot fjordarmene og avsatt der. Etter at isen trakk seg tilbake ble disse avsetningene hevet over havnivå. Det er denne prosessen som førte til at vi i dag har store områder med marin leire, særlig på Østlandet og i Trøndelag (Jahren 2000).

Leire består av mineralpartikler, hvor partiklene former et nettverk der tomrommene er fylt med gass og/eller væske (Rankka et al. 2004). De typiske leirmineralene er sjøktmineraler, som eksisterer i form av små, flakformede partikler, hvor hver enhet har en negativ ladning. Den blir balansert ved hjelp av adsorpsjon av kationer i fra den omgivende løsning (Mitchell og Soga 2005).

Sjøktmineralene er bygget opp av tetraeder- og oktaederlag (Figur 4). Tetraederlaget består av et nettverk av tetraeder bundet sammen i seksringer. Selve tetraederet består av fire oksygenatomer rundt et silisiumatom. Silisium kan til en viss grad erstattes av andre kationer,

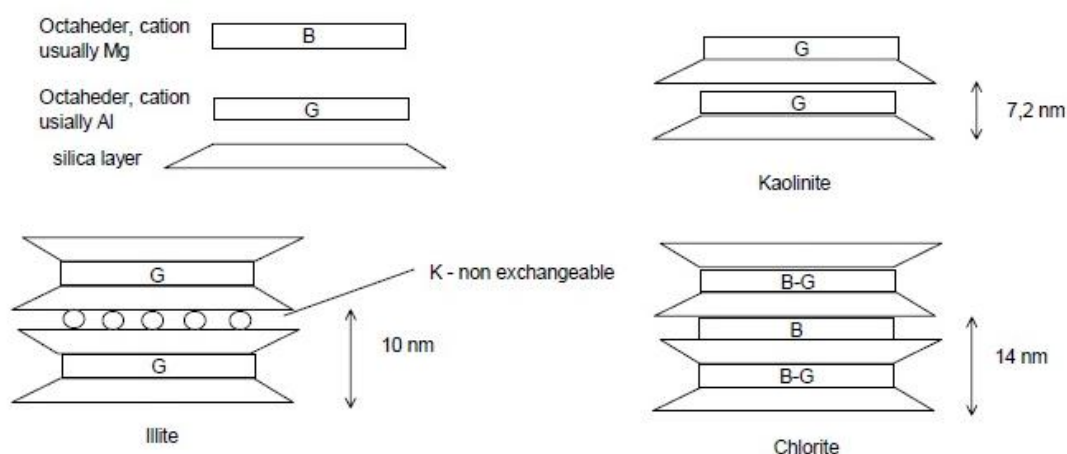
som for eksempel Al^{3+} . Oktaederlaget består av et nettverk av oktaeder, hvor hjørnene utgjøres av oksygen eller hydroksyl. Sentralt i oktaedrene sitter forskjellige kationer som for eksempel Al^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} eller Fe^{3+} (Andersson-Sköld et al. 2005).



Figur 4 Tetraeder (øverst) og oktaeder (nederst). Figuren er modifisert etter Mitchell og Soga (2005).

Tetraeder- og oktaederlagene i disse mineralene bindes sammen i sjikt, hvor hvert tetraeder- og oktaederlag deler på oksygenioner (Figur 6). Strukturens stabilitet avhenger av hvor godt kationenet passer inn mellom oksygenatomene (Rankka et al. 2004).

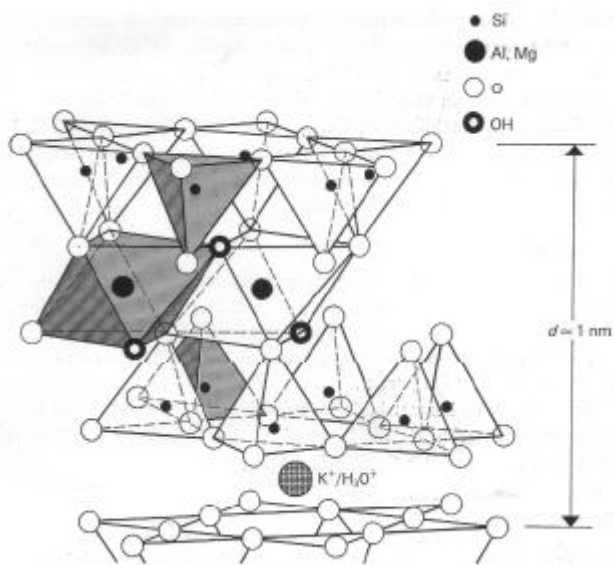
Avhengig av hvordan tetraeder- og oktaederlagene er bundet sammen, får man de primære byggesteinene for sjiktsilikatene. Et eksempel er byggesteinene for mineralet kaolinit. I kaolinit er ett oktaederlag bundet sammen med ett tetraederlag. Denne enheten, med ett tetraederlag og ett oktaederlag, kalles 1:1 sjikt.



Figur 5 Prinsippskisse over den strukturelle oppbyggingen av kaolinit, illitt og kloritt. Figuren er modifisert etter Mitchell og Soga (2005).

Tetraederlagene har en tykkelse på 3 Å, mens oktaederlagene har en tykkelse på 4 Å. 1:1 sjiktet har derfor en tykkelse på 7 Å (Figur 5). I kaolinit ligger disse 1:1 sjiktene stablet oppå hverandre. Man har derfor en svært begrenset kation substitusjon i oktaeder – og tetraederlagene, derfor er bindingene mellom 1:1 sjiktene er relativt svake (Mitchell og Soga 2005).

Den andre hovedbyggesteinen kalles 2:1 sjikt. Den består av ett oktaederlag som ligger mellom to tetraederlag (Figur 5). 2:1 sjiktet inngår i glimmermineralene (illitt, muskovitt, biotitt), kloritt- og smektittgruppen. I 2:1 sjiktet har man vanligvis en stor grad av kation substitusjon som fører til at sjiktet blir negativt ladet. I glimmermineralene kompenseres dette ved at kationer som K^+ , Na^+ og Ca^{2+} ligger mellom sjiktene og binder dem godt sammen (Figur 6). Hos smektitt er det en begrenset substitusjon av kationer, slik at den negative lagningen på 2:1 sjiktet er liten. Dette fører til at mellomliggende kationer (som K^+ , Na^+ , Mg^{2+} og Ca^{2+}) kan hydratisere. Dermed kan hele mineralet ekspandere og kationene byttes ut. Smektitt har derfor stor ionebyttekapasitet, i størrelsesorden 80 til 150 meq/100g. Illitt og kloritt har til sammenligning en ionebyttekapasitet som varierer mellom 10 til 40 meq/l (Mitchell og Soga 2005).



Figur 6 Illittmineraler i klynge (Rankka et al., 2004).

3.2 Sensitive leirers mikrostruktur og kolloidalkjemi

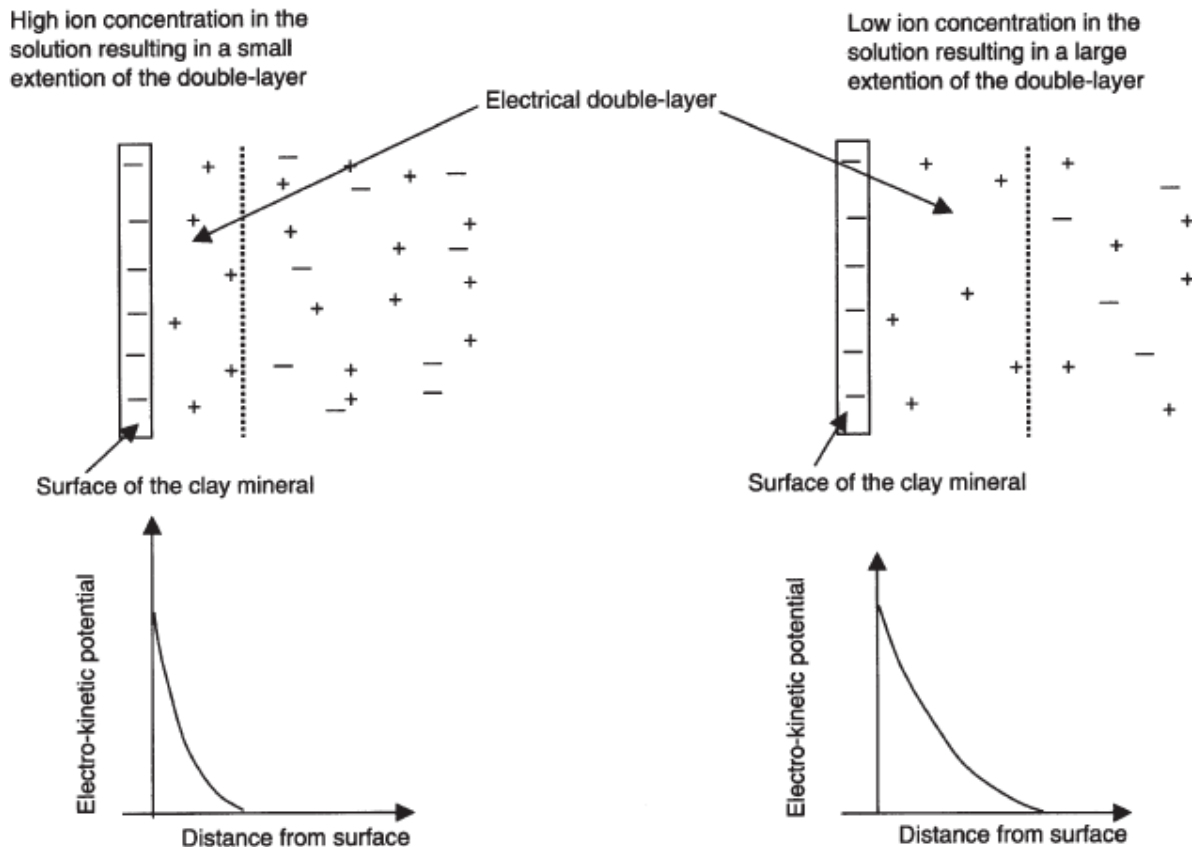
I definisjonen av leirpartikler inngår det at størrelsen på sjiktmineralene er mindre enn 2 μm . I tillegg til den størrelsesrelaterte inndelingen, så har de netto negativ elektrisk ladning, de skal ha viskositet når de blandes med vann, samt at de er meget resistente mot vitring (Mitchell og Soga 2005). Leirpartikler har et veldig høyt spesifikt overflateareal som følge av partikkelstørrelsen, den mineralogiske sammensetningen og den flate formen. Leirer har faktisk normalt et overflateareal i fra 10 – 800 m^2 per gram mineral substans, mot eksempelvis 1 – 10 cm^2 per gram mineralsubstans for grus (Rosenqvist 1968).

I et leire-vannsystem er det derfor vekselvis en reaksjon mellom de to fasene. Dette forklares av Rankka et al. (2004) med at sjiktmineralene har stor ionebyttekapasitet. Det innebærer at ioner fra omkringliggende porevann kan erstatte ioner som er svakt bundet til leirpartikkelen. I følge Mitchell og Soga (2005) består porevannet i leire vanligvis av følgende kationer: kalsium (Ca^{2+}), magnesium (Mg^{2+}), sodium (Na^+) og kalium (K^+). De vanligste anionene utgjøres av: sulfat (SO_4^{2-}), klor (Cl^-), fosfat (PO_4^{3-}), bikarbonat (HCO_3^-) og nitrat (NO_3^-). Ionebytingen i leire-vannsystemet avhenger av de ulike ionenes valens, ionenes tilgjengelighet, ionenes bindingsstyrke og deres størrelse. Bindingsstyrken i fra høy til lav hos mest frekvente ionene i leire, er som følger: Al^{3+} , Fe^{3+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , NH_4^+ , Na^+ (Løken 1970).

I alle sjiktmineral, bortsett fra kaolinit, så har et visst antall positive ioner blitt erstattet av ioner med lavere valens. Dette innebærer at mineralet til en hver tid har en negativt ladet overflate ved mineralets flatside. Det er altså de substituerte ionene i krystallgitteret, og ikke ionene i væskefasen, som bestemmer hvorvidt overflaten er positivt eller negativt ladet. Dette kan illustreres ved hjelp av illitt. Det har et visst antall Si^{4+} ioner som blir erstattet av Al^{3+} ioner. For å opprettholde sin nøytrale ladning, vil derfor overflaten tiltrekke seg positive ioner som K^+ , Na^+ og Ca^{2+} (Mitchell og Soga 2005). I en leire med lavt vanninnhold vil disse ionene være sterkt bundet. Ved høyt vanninnhold i leira vil kationene bli oppløst i vannet, samtidig som de er bundet til leirpartikkelens negativt ladde flatside. Kationene vil dermed omgi den negativt ladde leirpartikkelen i form av et utspredd lag. Konsentrasjonen av kationer minker med økende avstand til leirpartikkelens overflate. Det er dette laget som defineres som det diffuse elektriske dobbellaget (Figur 7). Dets tykkelse er lav dersom ionekonsentrasjonen i porevannet er høy. Ved lav ionekonsentrasjon i porevannet derimot, så ekspanderer det elektriske dobbellaget. Det er fordi lav ionekonsentrasjon krever et større diffust dobbellag for å opprettholde systemets nøytrale ladning (Shaw 1966).

Dobbellagets utbredelse er et mål for leire-vannsystemets elektrokinetiske potensiale. Kationene er mobile, hvilket fører til en dynamisk ionebytteprosess, hvor et likt antall ioneekvivalenter veksles respektive ut og inn av dobbellaget til en hver tid (Shaw 1966).

Sjiktmineralenes negative overflateladning og det diffuse dobbellaget fører altså til at systemet er spesielt utsatt for interaksjoner med ioner i løsning og vann. Det finnes flere typer interpartikulære krefter som virker på leirpartiklene, både frastøtende og tiltrekkende, hvilket resulterer i flokkulering og deflokkulering av leirer i suspensjon (Mitchell og Soga 2005). Flokkulering innebærer at det finnes en netto tiltrekningskraft mellom partiklene i suspensjon, slik at de kan knytte seg til hverandre og danne løstsittende strukturer. Dette er et resultat av at leirkrystallenes negative flatsideladning og positive kantflateladning. Bindingene vil da bli i form av kant mot kant eller kant mot flate, og et tredimensjonalt nettverk oppstår (Strand 2011). Det er dette tredimensjonale nettverket som er fundamentalt for dannelsen av sensitive leirer.



Figur 7 Det elektriske dobbellagets utbredelse i forhold til ionekonsentrasjonen i porevannet (Rankka et. al., 2005).

Flokkulering er typisk for finkornede sediment som har akkumulert under marine forhold (Torrance 1983). Det er fordi flokkulering oppstår dersom saliniteten i porevannet overstiger en viss terskelverdi (Arora og Coleman 1979). Elektrolyttkonsentrasjonen, i form av ioner løst i væske, reduserer tykkelsen på det diffuse dobbellaget (Hilmo 1989). Jo tynnere den diffuse sonen er, desto mer flokkulering vil forekomme blant partiklene i suspensjon. Det er flokkuleringen som fører til at suspendert leire og silt bindes sammen til aggregater. Den tillater en åpen struktur med store porerom i og mellom leiraggregatene når de sedimenteres. Disse porerommene opptrer i form av væskefylte tomrom.

I tillegg til ionekonsentrasjonen påvirkes også flokkuleringen av temperatur, pH, innhold av organisk materiale, partiklenes kollisjonsmønster og sjiktmineralogien. For sistnevnte har det blitt vist at kaolinitt og illitt kan flokkulere ved lavere elektrolyttkonsentrasjon enn eksempelvis montmorillonitt (Whitehouse et al. 1969, gjengitt av Rankka et al., 2005).

3.3 Utviklingen av sensitive leirer

Marine sensitive leirer forekommer i områder som lå under øvre marin grense på slutten av siste istid, hvilket forklarer hvorfor de er begrenset til Norge, Sverige, Canada og Russland. De sensitive egenskapene er et resultat av postglasiale prosesser, hvor utvasking av salt er en

av de viktigste prosessene (Torrance 1983). Et resultat av isostatisk landhevning etter forrige istid var at havnivået sank i forhold til landmassene, hvilket førte til at avsetningene ble eksponert mot ferskvann. Vannet kunne dermed trenge gjennom høypermeable lag som for eksempel siltlinser i de marine avsetningene. Dermed kan utlekking av salt også forekomme ved hjelp av diffusjon, uten at ferskvannet nødvendigvis må strømme gjennom leira (Mitchell og Soga 2005). Utvasking av salt kan kort oppsummert skje på følgende måter:

- Grunnvann som siver oppover i sedimentet på grunn av artesisk trykk
- Vann som strømmer gjennom sedimentet (mark- og grunnvann)
- Diffusjon av salter mot områder med lavere saltkonsentrasjoner

(Andersson-Sköld et al. 2005)

I dagligtale referer man ofte til begrepet salt når man mener NaCl. Det er viktig å poengtere at når man referer til salt i kjemisk sammenheng, som i denne oppgaven, så referer man til den totale mengden av løste elektrolytter. Disse komponentene opptrer som frie ioner i vannløsning, men de former salter når de tørker. Typiske eksempler på slike ioner kan være Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} eller CO_3^{2-} (Rankka et al. 2004).

Utvaskingen av saltet fører til liten endring i materialsammensetningen, men det fører til endring i de interpartikulære kreftene. Partiklene frastøtes, dobbeltlageret i leira øker i tykkelse, og leirpartiklene deflokkuleres (Mitchell og Soga 2005). Dette fører til at den omrørte skjærstyrken synker drastisk, samtidig som void ratio holder seg tilnærmet konstant, og vanninnholdet kan opprettholdes (Torrance 1983). Denne teorien støttes av Bjerrum og Rosenqvist (1956), gjengitt av Hilmo (1989), hvor de lot lakustrin Åsrum-leire sedimentere i saltvann, før saltet ble utvasket. Dette førte til en endring i sensitiviteten i fra 5 til 110. Leire sedimentert i ferskvann hadde en sensitivitet mellom 5 og 6, hvilket understreker utvaskings avgjørende betydning for utviklingen av sensitive leirer.

3.4 Sementering

Sementering bidrar til en økt intakt skjærstyrke, og således øker leiras sensitivitet. Så lenge sementeringen inntreffer under økt grad av lastpålegging, uten at ytterligere konsolidasjon oppstår, vil den bidra til en større void ratio. En økt void ratio vil føre til en høyere flytegrense

etter utlekking, og således øker sannsynligheten for at leira vil utvikles til å bli sensitiv (Torrance 1983). Sementeringen er i all hovedsak et resultat av at karbonater, jernoksider, aluminium og organiske stoffer i leira felles ut i kornkontakten i form av sementerte bånd (Mitchell og Soga 2005).

Kreftene som virker mellom mineralene i nærheten av hverandre og i forhold til vannfasen, er av fundamental betydning for forståelsen av et leire-vannsystem. Som tidligere nevnt, så utgjøres mineralfasen i leira av tiltrekkende og frastøtende krefter mellom ladede partikler. Disse påvirkes av ionene løst i væskefasen i systemet. I tillegg til disse kolloidalkjemiske faktorene, så vil også systemet påvirkes av sementering i form av utfelling av mineralsubstanser. I alle geologiske deposisjoner inntreffer sekundærsementering i større eller mindre grad. Denne sementeringen utgjør den mest individuelle delen av et leire-vannsystem, og den varierer i stor grad mellom de ulike systemene. Samtidig er dette en viktig prosess for utviklingen av leiras geotekniske egenskaper, da sementeringen binder mineralene sammen til et kontinuerlig gitter. Et brudd i leira opptrer i form av brudd i disse båndene (Rosenqvist 1968).

Sementeringsprosessen innebærer at kohesive bånd oppstår etter konsolideringen av leira, og kan forklares ved hjelp av de kjemiske bindingene som råder i leirer. Visse av dem kan kobles sammen med andre kolloidalkjemiske faktorer, mens andre er et resultat av ordinær kjemisk natur. For de relativt unge norske leirene, så er det tre prosesser av innflytelse på sementeringen (Rosenqvist 1968):

- (1) sammensveising av mineralenes kontaktpunkt ved hjelp av sementering
- (2) utbytting av kationer
- (3) utfelling av sementerende stoffer

Sammensveisingene av mineralenes kontaktpunkt (1) er hovedsakelig et resultat av prosesser som inntreffer etter avsetning. De er et resultat av den felles avstanden mellom krystallgitteret, og de relativt små kontaktflatene som blir påvirket av van der Waals krefter. Sammensveisingen er også et resultat av at det mellomliggende vannets kjemiske sammensetting i leire-vannsystemet blir tilpasset de omkringliggende mineralene. Derfor vil noen mineraler kunne vokse, mens andre mineraler vil oppløses. Denne autogene veksten av mineraler vil således kunne føre til en sammenvoksing av to eller flere mineraler. Prosessen er

særdeles viktig for tropiske klima og eldre sediment. For veldig kalde eller tempererte klimaer med unge sediment, som er gjeldende for materialet i denne oppgaven, kan slik autogenvekst ses bort i fra.

Videre har vi utbyttingen av kationer (2). I de nordiske landene er det denne prosessen som har størst innflytelse. Prosessen kan forklares ved hjelp av kolloidalkjemi og teorien bak det elektriske dobbellaget, som tidligere beskrevet. Den er altså et resultat av endringer i den elektriske ladningsdistribusjonen i fra mineralets overflate og ut i porevannet. I tillegg til dette så involverer den endringer i mellom de kolloidalt tiltrekkende og frastøtende kreftene som virker mellom mineralkornene. Leirer sedimentert i senere tid vil alltid inneholde fragment av bergrunnsmateriale, hvilket representerer mineraler formet ved høyere temperaturer. Disse har ikke oppnådd equilibrium, og er derfor gjenstand for vitring til mineraler som representerer lavere temperaturforhold. En slik vitring av for eksempel feltspat vil gi opphav til kaliumioner løst i porevannet. Marine leirer har allerede et høyt innhold av kalium og natrium. En kjemisk nedbrytning av glimmermineraler og kalifeltspater vil øke innholdet av løste kaliumioner i porevannet. Samtidig vil gjennomstrømningen av grunnvann fjerne natriumionene. Således øker forholdet mellom kalium og natrium med tid. Kaliumionene er større enn natrium, hvilket innebærer at de påvirker væskefasen. Kaliumionenes innflytelse på mineralenes overflate skiller seg også i fra natrium. En forandring i fra natrium til kalium i porevannet resulterer i økte tiltrekkende krefter mellom ikke-ekspanderende sjiktmineraler, gitt at den totale elektrolyttkonsentrasjonen ikke minker markant. Dette øker således leiras bæringsevne.

Utfelling av sementerende stoff ved kornkontaktene (3) styrker lenkene mellom leiraggregatene. Leira består av flate sjiktmineraler og bulkmineraler. De flate sjiktmineralene bidrar til leiras styrkeegenskaper, og kontakten mellom mineralene lenker hele systemet sammen. Disse lenkene starter som enkle kontaktpunkt mellom mineralene, før post-deposisjonelle prosesser utvikler dem. Mange leirer inneholder en vesentlig andel oppløselige kjemiske substanser i form av organisk materiale, karbonater, aluminium, gips, silisium og jern. Dersom forholdene ligger til rette for det, og de utfelles ved kontaktpunktene, så vil det føre til en økt intakt styrke i leira (Rosenqvist 1968).

Sementeringen kan forklare leiras relativt høye intakte skjærstyrke, sammenlignet med for eksempel sand. Samtidig er det viktig å poengtere at sementeringen i kornkontaktene regnes av Rosenqvist (1968) som en individuell egenskap, som varierer i fra leire til leire.

3.5 Sensitive leirers mineralogi og kornfordeling

Så langt kan det konkluderes med at utviklingen av sensitivitet i størst grad avhenger av avsetningsprosessene og post-avsetningsprosessene den blir utsatt for. Samtidig som en høy sensitivitet ikke kan utvikles, dersom de mineralogiske forholdene ikke tillater det.

Typiske sjiktmineraler i sensitive leirer er ikke-ekspanderende illittmineraler, som har en sjiktet struktur, ofte i form av vannholdige magnesium- og aluminiumsilikater (Rosenqvist 1968). Med bakgrunn i at flokkulering er avhengig av tynne elektriske dobbellag, vil en lav ladning ved partiklenes overflate være hensiktsmessig for flokkulering og den videre utviklingen av sensitivitet. Her er samspillet mellom atomene substituert i mineralgitteret og væskefasen i leire-vannsystemet avgjørende. Dette kan forklares ved hjelp av ionebyttekapasiteten og de inkluderte atomene, som beskrevet i Rosenqvist (1968) og tidligere i dette kapittelet.

Med bakgrunn i tidligere undersøkelser av sen- og postglasiale leirer utført av blant annet Rosenqvist (1975) og Berry og Jørgensen (1971), synes mineralsammensetningen å være bestemt av følgende faktorer:

- (1) Leirsedimentets kornfordeling
- (2) Leirsedimentenes provenance
- (3) Transport – og avsetningsmiljø
- (4) Forvitring etter avsetning

Hilmo (1989) finner allikevel ingen klar korrelasjon mellom kildematerialet og de undersøkte sensitive leirenes mineralsammensetning, i sine prøver hentet i fra Nord-Norge og Nordland. Han forklarer dette med at den primære bergartssammensetningen utviskes i leirfraksjonen, i tillegg til at ulikt kildemateriale blandes inn under transporten. Derfor er det vanskelig å avgjøre kildebergartens rolle i utviklingen av sensitive leirer.

Det som er viktig derimot, er at konsentrasjonen av ekspanderende sjiktmineraler er meget lav eller fraværende (Torrance 1983). Flere forfattere som Berry og Jørgensen (1971), Andersson-Sköld et al. (2005), Hilmo (1989) og Rosenqvist (1968) påpeker at andelen smektitt og montmorillonitt viser seg å være forsvinnende lav i sensitive leirer, hvilket peker i den retning av at slike mineral kan ha en dempende effekt på leirers sensitivitet. Rosenqvist (1968) forklarer dette med at ekspanderende mineraler oppfører seg motsatt av de ikke-

ekspanderende når det kommer til kolloidalkjemien ved utvasking av salt, som tidligere beskrevet i dette kapittelet.

McNamara (1966) sympatiserer også viktigheten av mineralogiske undersøkelser ved kartlegging av de geofysiske parameterne i områder under marin grense. Siden har flere undersøkelser av norsk sjiktmineralogi i marine leirer blitt utført. Deriblant Berry og Jørgensen (1971), Rosenqvist (1975), Gillott (1979) og Emdal et al. (2012). De enes om at materialet domineres av kloritt, illitt, muskovitt, feltspat og kvarts, med sporadiske innslag av vermikulitt, kalsitt og amfiboler. Det påpekes også her at norske sensitive leirer har et tilnærmet ikke-eksisterende innhold av ekspanderende sjiktmineraler, til sammenligning med sensitive leirer fra Alaska og Canada (Emdal et al. 2012). Berry og Jørgensen (1971) foreslår at den mineralogiske komposisjonen i sensitiveleirer kan påvirke skjærstyrken fordi mineralogien er avgjørende for de interpartikulære kornkontaktene, og fordi det påvirker porevannkjemiens sammensetning.

Siden leire-vannsystemers kjemiske og fysiske egenskaper, og således de geotekniske, er avhengig av leiras spesifikke overflateareal, er det også hensiktsmessig å undersøke mineralogien med hensyn på kornfordelingen. Dette fordi det spesifikke overflate-arealet avhenger av formen og størrelsen på partiklene, hvilket i stor grad bestemmes av mineralogien. Locat et al. (1984) utførte en undersøkelse av ni ulike lokaliteter i Canada. De konkluderer med at de mineralogiske bestanddelene i de ulike prøvene i utgangspunktet er like, mens variasjonen i spesifikt overflateareal skyldes de ulike proporsjonene av mineralgruppene i forhold til hverandre. Gillott (1979) påpeker også at kvartsinnholdet tilsynelatende reduseres med synkende kornstørrelse.

Cabrera og Smalley (1973) poengterer også viktigheten av mineralogien i fraksjonen over 0,002mm. Normalt sett vil en leire, utelukkende definert ut i fra kornfordeling, ha en relativt høy plastisitetsindeks. Videre vil dens egenskaper typisk være definert ut i fra innholdet av sjiktmineraler i leirfraksjonen. Her mener Cabrera og Smalley (1973) at innflytelsen i fra ikke-sjiktmineraler i leirfraksjonen også bør vektlegges i determineringen av sensitive leirers geotekniske egenskaper. Det begrunnes med at ikke-sjiktmineraler kan utgjøre en betydelig andel av mineralinnholdet i sensitive leirer, fordi disse leirene opprinnelse skyldes glacial nedknusning. Dette kan resultere i at selv kvartsmineral i sandstørrelsesfraksjonen blir defragmentert, slik at de blir å finne også i leirfraksjonen. Kvarts kan ikke tilegnes de samme egenskapene som sjiktmineralene.

De mener at aktiviteten i leira, representert ved tilstedeværelsen at leirfraksjonen må utgjøres av en betydelig andel mineraler med lav aktivitet, i form av ikke-sjiktmineraler, for at høy sensitivitet skal oppstå.

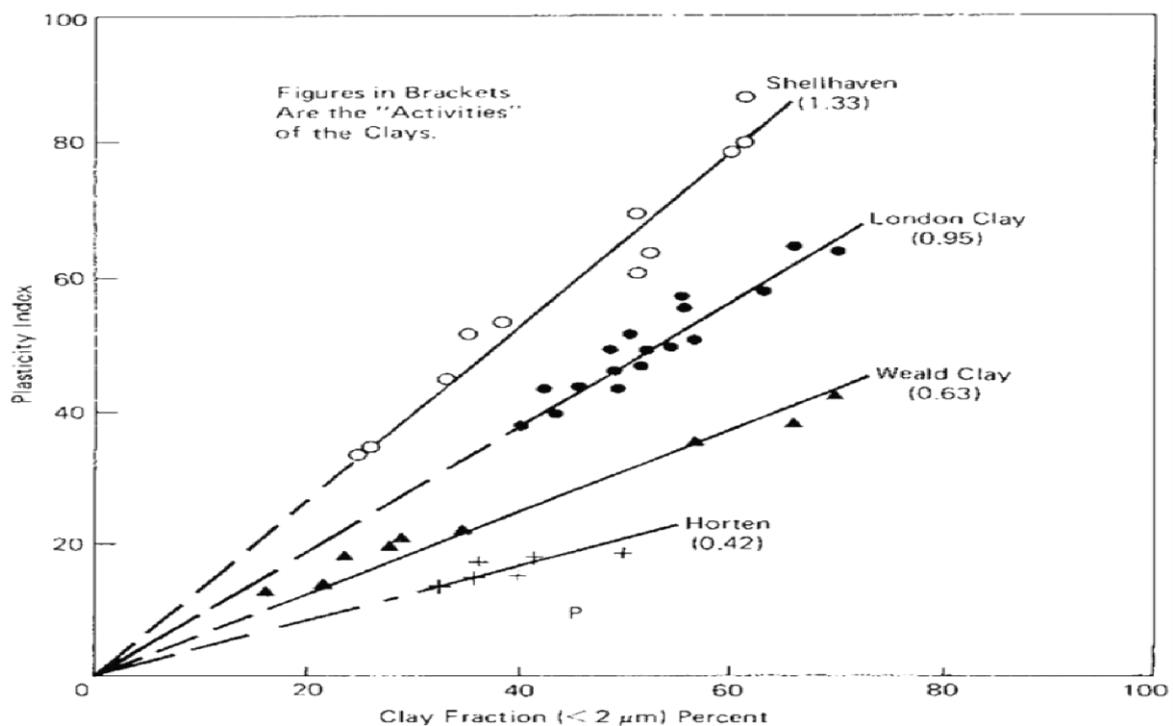
3.6 Aktivitet

Skempton (1953) påpekte tidlig sammenhengen mellom kornfordeling, mineralogi og plastisitetsindeks (I_p) i leirer. For å kunne skille mellom leirtypen i et sediment og leirinnholdet innførte han parameteren aktivitet:

$$\text{Aktivitet} = \frac{\text{Plastisitetsindeks}}{\text{leirfraksjon (\%)}} \quad (1)$$

Dersom man plotter resultatet i (1) for ulike leirer fikk man en rett linje, som vist i (Figur 8). Høy aktivitet i en leire indikerer dermed høy I_p eller lav andel leirfraksjon.

I arbeidet med naturlige leirer fant Skempton (1953) at leirene han undersøkte kunne deles inn



Figur 8 Forholdet mellom plastisitetsindeks (y-aksen) og leirfraksjon (x-aksen) hos ulike leirer (Skempton (1953), referert av Mitchell og Soga 2005).

i fire hovedgrupper (A-D) med aktivitet kring respektive 0,45 – 0,7 – 1,0 og 1,5. Aktiviteten i marine leirer med plastisitetsindeks $< 0,5$ (gruppe A) varierer i fra 0,41 til 0,49. Videre sammenlignet han aktiviteten for kaolinit, hvor det tilsynelatende ser ut til at aktiviteten for et

gitt mineral er uavhengig av kornfordelingen. Aktiviteten til et knippe ulike mineralene er listet i Tabell 2.

Sensitive leirer har altså typisk lav aktivitet. I følge Mitchell og Soga (2005), kan aktiviteten i kvikkleirer bli så lav som 0,15.

Tabell 2 De ulike mineralenes aktivitet (Skempton 1953).

Mineral	Aktivitet
Smektit	1-7
Illitt	0,5-1
Kaolinit	0,5
Halloysite (2H ₂ O)	0,5
Halloysite (4H ₂ O)	0,5-1,2
Attapulgit	0,5-1,2
Allophane	0,5-1,2

3.7 Flytegrense og plastisitetsindeks

Ved sammenligning med leirer som ikke er sensitive, vil det vises at sensitive leirer har lavere flytegrense og plastisitetsindeks. Flytegrensen synker med utvaskingen av salt, og som en konsekvens av dette, synker også den omrørte skjærstyrken. I følge Mitchell og Soga (2005) så kan flytegrensen for ulike leirer ha et spenn i fra 62 % - 330 %, hvor marine leirer ligger rundt 106 %. På tross av det brede spekteret i flytegrensene, så har de samme leirene tilnærmet lik hydraulisk konduktivitet. Dette indikerer at de respektive leirenes effektive poreteall også må være tilnærmet likt når de når sin flytegrense. Man kan derfor se på de ulike partiklene som individuelle aggregater, hvor avstanden mellom aggregatene kontrollerer den hydrauliske konduktiviteten. Leirenes styrkeegenskaper, porenes oppsugingsevne og hydraulisk konduktivitet kan dermed forklares ved hjelp av tre prinsipper der:

- (1) aggregatene i leira utgjør grunnenhetene i leira og oppfører seg som partikler. Hvor deres interaksjoner er avgjørende for leiras materialegenskaper.
- (2) den gjennomsnittlige tykkelsen på det adsorberte vannlaget er tilnærmet lik for alle partikler.
- (3) den gjennomsnittlige porestørrelsen er tilnærmet lik for alle leirer.

Punkt (2) kan forklare hvorfor leirtypene har ulik hydraulisk konduktivitet. I all hovedsak, så har alle leirer tilnærmet lik overflatestruktur. Men, som tidligere nevnt i dette kapittelet, så består de av et lag med oksygen atomer i tetraederstruktur med silikon, eller oktaederstruktur

med respektive aluminium eller magnesium. Kreftene som virker mellom de ulike partikkeloverflatene og det adsorberte vannet burde derfor være tilnærmet likt for alle sjiktmineral. Jo flere partikler, desto større spesifikk overflate. Ved større spesifikt overflateareal må mer vann tilføres for at flytegrensen skal oppnås. Det spesifikke overflatearealet styres av mineralinnholdet i leira, og flytegrensa for de ulike mineralene er konsistent i forhold til overflatearealet. Det er observert at flytegrensen varierer mer for de ulike mineralgruppene, enn hva plastisitetsgrensen gjør (Tabell 3). Videre vil hva slags kation som er adsorbert ha større innflytelse for mineraler med høy plastisitet (eg. montmorillonitt), enn for mineraler med lav plastisitet (kaolinitt). Ved økende kationvalens øker også flytegrensen for ikke-ekspanderende sjiktmineral (Mitchell og Soga 2005).

Tabell 3 Flyte-og plastisitetsgrense for to essensielle mineraler (Mitchell og Soga 2005)

Mineral	Flytegrense (%)	Plastisitetsgrense (%)
Illitt	60-120	35-60
Kloritt	44-47	36-40

4 Material og metode

I dette kapitlet vil det først bli gitt en kort beskrivelse av prøveinnsamlingen og det prøvematerialet som har blitt analysert, før de ulike metodene vil bli presentert.

Undersøkelsene og laboratoriearbeidet har vært et samarbeid mellom flere laboratorier hvor prosessen har vært som følger:

- Prøver som inneholder kvikkleire har blitt sendt til NTNU v/Tonje Eide Helle i Trondheim i fra selskap som har hatt pågående prosjekt i kvikkleireområder. Prøvetaker har også sørget for informasjon vedrørende prøvens geotekniske egenskaper.
- Prøvene har så blitt sendt til UiOs laboratorium for videre undersøkelse med hensyn til mineralogi og kornfordeling.

For å sikre et enda bedre datagrunnlag har det også blitt inkludert en del arkivprøver i oppgaven. Prøvene tatt i bruk har blitt tørket og lagret i en to-årsperiode. De geotekniske egenskapene som har blitt opplyst for disse prøvene ble utført etter samme prosedyre som de øvrige. Tørking og lagring har ingen innvirkning på mineralogien. I alt har 102 prøver blitt samlet inn og analysert med hensyn til mineralogien, hvor fullstendige geotekniske data foreligger for 94 av dem (Tabell 11).

Den geografiske distribusjonen, med unntak av arkivprøvene, har vært begrenset til pågående byggeprosjekt i områder med sensitive leirer. Allikevel anses den geografiske distribusjonen som relativt god (Figur 9). Det på tross av at majoritetene av prøvene er konsentrert rundt Østlandsområdet og i Trondheimsdistriktet.



Figur 9 Kart med oversikt over de ulike lokalitetene.

Tabell 4 Total oversikt over antall prøver, region og lokalitet.

Landsdel	Lokalitet	Antall prøver (prøvenummer)	Prøvenummer
Østlandet	RV23 Bjørnstad Dagslett	4	8 9 10 11
	E18 Ørje - Vinterbro	1	20
	FV 208 Vallaveien Åby	1	56
	FV 35 Jutebrua	1	19
	FV 359 Kleppe Bru	2	109 110
	FV 450 Kløfta	3	16 17 18
	Rakkestad Kommune	2	47 50
	Solbergkrysset, Ås	8	35 36 37 38 39 40 41 42
	Trømborg	2	12 13
Sørlandet	E18 Rugtvedt - Dørdal	1	20
	E39 Rosseland	4	32 33 34 44
	FV 715 Olsøy - Keiserås	1	21
	Utenlandsterminal		
	Kristiansand	1	46
Vestlandet	RV 509, Kryss		
	Sømmevågen Vest	1	24
	E39 Kviltorp Årø	2	78 82
	E6 Åkvik - Mjåvatn	2	25 29
	Eidsvågen	3	103 105 106
Nord-Norge	Vangstunneln	1	27
	Dragvoll	4	0 1 2 3
	E6 Klett Sentervegen	2	100 101
	Esp, Byneset	4	4 5 6 7
	FV 530 Ånes Bru	1	22
	Karivollen	2	70 71
	Lade	1	104
	Leira	17	69 74 75 - 83 84 85 86 87 88 89 90 91 92 - 102 11 112 113
Nord-Norge	Brattåsen - Lien	1	26
	Bossekop Alta	3	77 80 81
	E6 Skotsmyra - Åkvika	3	14 15 28
	Forvik Fergekai	4	114 115 107 116
	Furubakken Alta	1	98
	FV854 Rundhaug - Olsborg	10	63, 64, 65, 66, 67, 68, 72, 73, 76
	Rafsbotn Alta	1	78
		94	

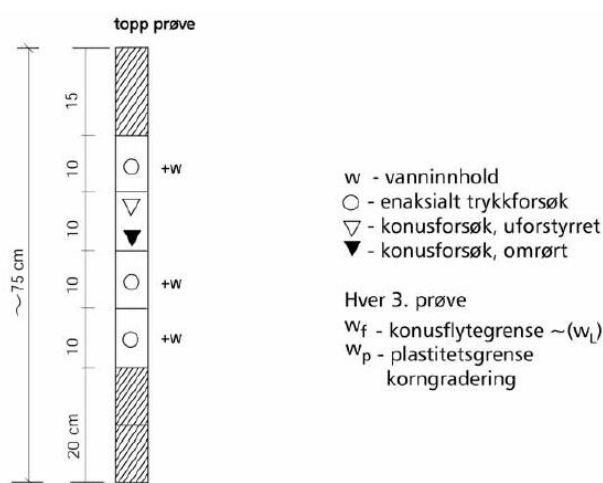
4.1 Geotekniske parametere opplyst av prøvetaker

De resultat som blir benyttet i fra eksterne laboratorium inngår i deres rutineanalyser, og det anses derfor som hensiktsmessig med en kort beskrivelse av disse metodene. Forfatteren av denne oppgaven har selv vært til stede ved en del av disse undersøkelsene hos sentral-laboratoriet i Oslo, samt ved Multiconsults laboratorium på Skøyen.

Beskrivelsene i dette kapittelet er hentet i fra Statens Vegvesens Håndbok 016, dersom ikke annet er angitt. Det antas at prosedyren i fra Håndbok 016 følges av samtlige laboratorium som har bidratt med prøveinnsending, da de er sertifisert av Statens Vegvesen.

Laboratoriene mottar stort sett 54 mm diameter sylindere med prøver, hvor sylindrene består av stål eller plastikk. Disse prøvene blir skjøvet ut ved hjelp av en spesiallaget prøveutskyver. Hensikten med denne er å minimere prøveforstyrrelsene ved utskyvning. Prøveutskyveren dytter prøven ut i fra bunnen, samtidig som den drar i toppen med lik hastighet.

Etter prøveutskyvning, åpning og oppdeling, gjennomgår prøvematerialet rutineundersøkelsene (Figur 10) som blir beskrevet i dette kapittelet (Statens Vegvesen 2010).



Figur 10 Inndelingen av rutineanalysene for intakte prøver (Statens Vegvesen 2010).

Vanninnhold og metningsgrad

Vanninnhold (w) bestemmes ved at prøven veies før og etter tørking ved 110 °C.

Vanninnhold blir så funnet ved:

$$w = \frac{\text{masse vann}}{\text{masse tørr stoff}} \cdot 100\% \quad (2)$$

Vanninnholdet oppgis i prosentvis andel og styres blant annet av mineralinnhold, andelen finstoff og organisk innhold. For norske, marine leirer ligger vanninnholdet typisk på 25 til 55%. Høyt vanninnhold gir ofte lav skjærstyrke.

Videre vil vanninnhold og densitet gi informasjon om prøvens metningsgrad (Thakur et al. 2012).

$$S_r = \frac{\text{volum vann}}{\text{Volum porer}} \cdot 100\% \quad (3)$$

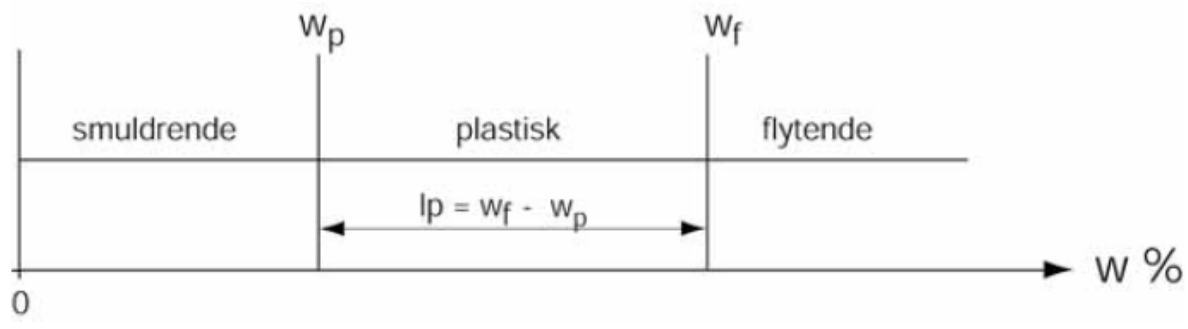
Vannmettede leirer er ofte vanskeligere å komprimere. Derfor er vanninnhold og metningsgrad verdifulle parametere for blant annet veiutbygging. Dette fordi disse parameterne er med på å beskrive hvor egnet materialet er til å bygge på (Statens Vegvesen 2010).

Konsistensgrenser

Parameterne vedrørende konsistensitetsgrensene er kun av interesse for kohesjonsjordarter som leirer og silt. I disse jordartene finner man en klar sammenheng mellom leirens vanninnhold og dens konsistens. Konsistensgrensene er parametere som beskriver vanninnholdet ved de ulike konsistensene. Som gjengitt av Sandven (2005), ble disse konsistensgrensene først definert av Atterberg i 1913, derav navnet Atterbergs grenser. Grensene er definert etter følgende fire inndelinger:

1. Hard (tørr)
2. halvfast eller smuldrende
3. plastisk eller formbar
4. flytende (Sandven 2005)

Konsistensitetsgrensene, eller Atterbergs grenser, defineres videre ut i fra det vanninnhold som en prøve har ved overgang i fra en konsistens til en annen (Figur 11) (Statens Vegvesen 2010).



Figur 11 Konsistensitetsgrensene (Statens Vegvesen 2010).

Plastisitetsgrensen (W_p) er laveste vanninnhold hvor materialet i omrørt tilstand er plastisk. Denne grensen betegnes også som utrullingsgrense. Dette fordi bestemmelsen av W_p gjøres ved at materialet rulles i en 3,2 mm tykk pølse, ved stadig synkende vanninnhold i materialet. Når materialet smuldrer er plastisitetsgrensen nådd. Typisk område for plastisitetsgrensen i norske, marine leirer er $22 \pm 5 \%$ (Sandven 2005).

Flytegrensen (W_L) er laveste vanninnhold i omrørt tilstand hvor materialet går i fra plastisk (fast) til flytende. Denne grensen bestemmes som konusflytegrense (W_f), i følge Statens Vegvesen (2010). Dette innebærer at grensen bestemmes i konusapparat ved vanninnhold tilsvarende omrørt skjærstyrke lik $2,5 \text{ kN/m}^2$. Dette tilsvarer et 10 mm inntrykk med 60 g konus med spissvinkel lik 60° (Sandven 2005).

Videre tas betegnelsen plastisitetsindeks (I_p) i bruk, for å bestemme utstrekkingen av det plastiske området for leiren. Plastisitetsindeksen angir også hvor hurtig materialet responderer på endringer i vanninnhold. Dette har igjen en viss sammenheng med kompressibilitet og fasthet.

$$I_p = W_f - W_p \quad (4)$$

(Statens Vegvesen 2010)

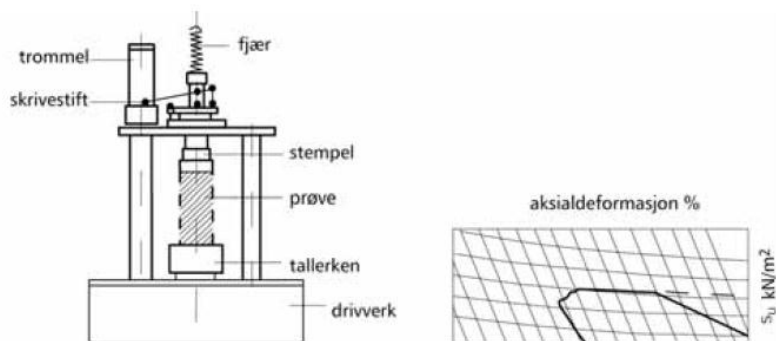
Bestemmelse av skjærstyrke

Skjærstyrke er en klassifiseringsverdi for leire og silt. Denne parameteren bestemmes relativt lett og rimelig ved hjelp av enaksialt trykkforsøk og/eller konusforsøk. Det skal vektlegges at disse to metodene innehar en del usikkerheter, feilkilder og begrensninger, hvilket betyr at resultatene kun bør brukes orienterende og klassifiserende (Sandven 2005).

Sandven (2005) fremhever høykvalitetsundersøkelser som treaksialforsøk dersom mer pålitelige verdier for skjærstyrke skal etableres.

Enaksialt trykkforsøk

Prinsipielt består dette forsøket av å belaste en 10 cm høy sylinder av prøven, i aksialt stående stilling, til brudd oppstår (Figur 12). Prøven blir ikke påført sidespenning i forsøket, hvilket betyr at $\sigma_3 = 0$. Det er σ_1 ved en viss sammentrykking som er av interesse for forsøket. σ_1 beregnes som forholdet mellom aksial kraft og gjennomsnittlig prøveareal. Det er en viktig forutsetning at forsøket utføres så hurtig at vann ikke kan drenere i fra prøven under forsøkets gang (Sandven 2005).



Figur 12 Enaksialt trykkapparat med tilhørende deformasjonskurve (Statens Vegvesen 2010).

Delprøven belastes til brudd, og last- deformasjonskurven tegnes opp automatisk (til høyre i Figur 12). Ut i fra bruddlasten (σ_1 ved brudd) bestemmes den udrenerte skjærstyrken (Statens Vegvesen 2010). Udrenert skjærstyrke bestemt ved trykkprøving skal oppgis som maksimal verdi av skjærspenningen (τ_{maks}). Maksimal skjærspenning virker på plan i 45° helning i forhold til σ_1 . Verdien av S_u (kPa-) angis sammen med aksial deformasjon ϵ_t (%). Aksial deformasjon oppgis som en indikasjon på prøveforstyrrelsen. Dersom sistnevnte overstiger 5%, er dette en indikasjon på at prøven har blitt forstyrret (Sandven 2005).

I følge Sandven (2005) så bør blant annet følgende iakttas ved bruk av enaksialt trykkforsøk:

- metoden anvender kun trykk i σ_1 retningen, og må dermed anses som lite nøyaktig for bestemmelsen av skjærstyrke. Metoden bør ikke benyttes som dimensjonerende styrkeverdi.
- Ved oppsprukne jordarter må skjærstyrke bestemt ved små laboratorier anvendes med særdeles stor aktsomhet. Jordarten kan ha betydelig lavere in situ skjærstyrke enn hva forsøket tilsier.

- Skjærstyrke er ofte anisotrop, hvilket innebærer at den er retningsavhengig. Dette tas ikke hensyn til i et enaksialt trykkforsøk. Den målte skjærstyrken påvirkes også av belastningshastighet og prøveforstyrrelse.

Uforstyrret og omrørt konusforsøk

I konusforsøk kan den udrenerte skjærstyrken bestemmes for både uomrørt og omrørt finkornet materiale (Thakur et al. 2012). Dermed kan også sensitiviteten i materialet bestemmes ved formelen:

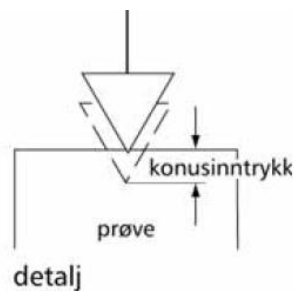
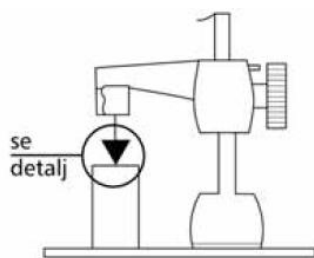
$$S_t = \frac{S_u}{S_r} \quad (5)$$

I følge gjeldende norsk standard, så er en leire definert som kvikkleire hvis den har en $S_r \leq 0,5$ kPa. Videre er det også fastsatt at omrørt materiale må opptre i form av viskøs væske, og ikke et plastisk fast stoff (Torrance 1983). Sprøbruddmateriale, i form av høy-sensitiv leire og silt, er definert som jordarter med $S_r < 2$ kPa og $S_t > 15$. Sensitive leirer er klassifisert basert på S_t . Tabell 5 viser en oppsummering av de ulike klassifiseringene som er i praksis i Norge, Sverige og Canada.

Tabell 5 Den ulike klassifiseringen av sensitive leirer (Thakur et al. 2012).

Sensitivity (S_t)	Classifications	Remarks
1	Non sensitive	L: low
1-8	LS	M: medium
8-16	HS/ES/SQ	H: high
16-32 (30)	Q/MQ	E: extra
>30 (32)	Q	S: sensitive
		Q: quick

Prinsippet bak konusforsøket er å måle inntrykket av en metallkon som får synke fra prøvens overflate, kun ved hjelp av sin egen tyngde. Inntrykket leses så av på en gradert skala i konusapparatet (Figur 13). Jo dypere inntrykk, desto bløtere materiale (Statens Vegvesen 2010).



Figur 13 Konusapparatur (Statens Vegvesen 2010)

Det utføres vanligvis tre bestemmelser av konusinstrykket for respektive omrørt og uomrørt, hvor forsøkene blir spredt over prøvens overflate. Middelverdien beregnes, og skjærstyrken leses av i fra en kalibreringstabell for den valgte konusens vekt (Sandven 2005). Dette innebærer at resultatet består av en empirisk tolkning, basert på et grunnlag av sammenlignende, direkte skjærforsøk og treaksialforsøk (Statens Vegvesen 2010). Det kan benyttes fire ulike konuser hvor vekt og vinkel varierer i henhold til Tabell 6.

Klasse - gram	Konusvinkel - grader
10	60
60	60
100	30
400	20

Tabell 6 De ulike konusene med tilhørende vekt og vinkel

Ved bestemmelsen av S_r blir materialet i fra det uforstyrrede forsøket omrørt for hånd, før det gjøres nye målinger.

I følge Sandven (2005) bør blant annet følgende iakttas ved konusforsøk:

- Konusforsøket utføres på et lite jordvolum med en spesiell bruddform og en forenklet spenningstilstand. Metoden må derfor anses som lite nøyaktig for bestemmelse av skjærstyrke, den bør ei heller benyttes i stabilitetsanalyser og lignende.
- Skjærstyrken er oftest anisotrop. Derfor vil målt skjærstyrke påvirkes av prøveforstyrrelse og belastningshastighet.
- Ved konusforsøk på oppsprukne jordarter må skjærstyrken anvendes med stor varsomhet. En slik jordart kan ha betydelig lavere in situ skjærstyrke enn hva konusmetoden indikerer.

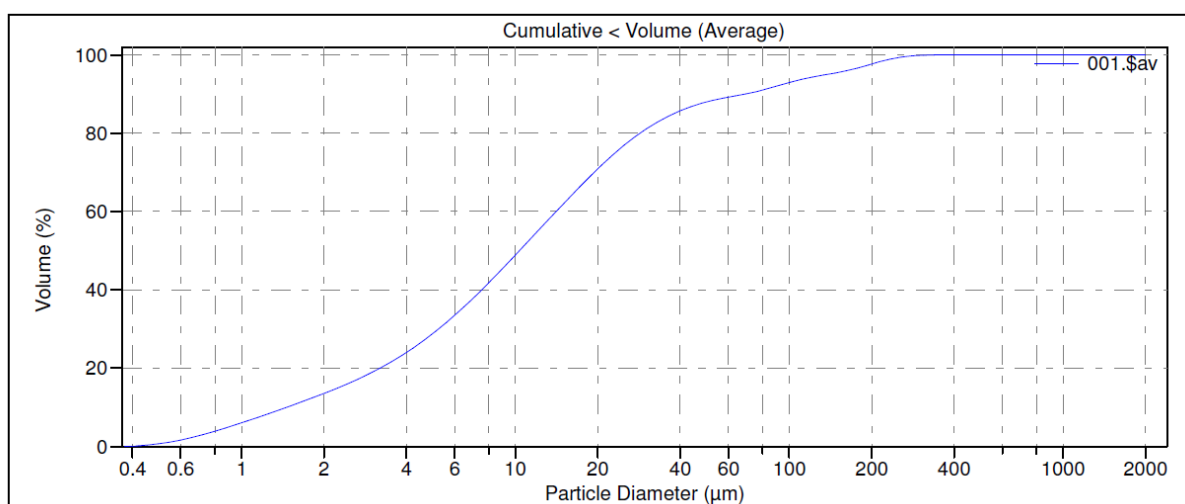
Resultatene i fra konus plottes sammen med resultatene i fra enaksialt trykkforsøk, hvor disse som regel vil komplettere hverandre (Statens Vegvesen 2010).

4.2 Laboratorieundersøkelser utført ved Universitetet i Oslo

Herunder følger beskrivelser av de undersøkelser som har blitt utført i sedimentasjonslaboratoriet ved UiO i forbindelse med masteroppgaven.

4.2.1 Kornfordeling

Ved korngradering bestemmes hvor stor vektprosent som utgjøres av de ulike kornstørrelsesfraksjonene. Sammensetningen av ulike kornstørrelsesfraksjoner er særdeles viktig for en jordarts mekaniske oppførsel, og dermed også dens egnethet ved ulike brukbarhetsområder. Kornfordelingen er også avgjørende for en klassifisering av jordarten. Kornenes prosentvise fordeling i prøven kan fremstilles ved hjelp av kurven, som vist i Figur 14 (Statens Vegvesen 2010).



Figur 14 Kornfordelingskurve for prøvenummer 001.

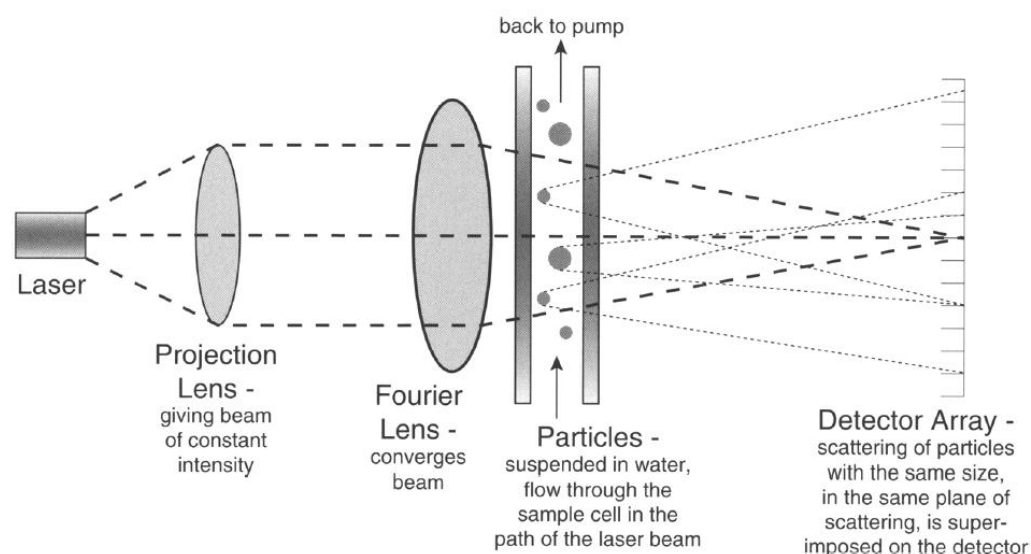
En av standardmetodene for kornfordelingsanalyse er basert på sikting av de groveste fraksjonene, og sedimentasjonsraten for de fineste. I denne oppgaven har kornfordelingsanalysen blitt utført ved hjelp av laserdiffraktometri. Denne metoden har flere fordeler, sammenlignet med siktning og hydrometeranalyse, deriblant:

- De dekker et bredt spekter av kornstørrelser

- Kun små mengder prøvemateriale er nødvendig
- Metoden krever kun ca 10 minutter pr. prøve
- Den er ikke destruktiv ovenfor partiklene i suspensjonen

Teorien bak metoden baseres på det faktum at partikler av en viss størrelse reflekterer lys via en gitt vinkel, i form av diffraksjon. Denne vinkelen øker med avtagende partikkelstørrelse. En smal stråle med monokromatisk lys ($\lambda = 750 \text{ nm}$) sendes gjennom en prøvecelle. Cellen inneholder en suspensjon av prøvematerialet hvor suspensjonen holdes i bevegelse oppover i prøvecellen. Diffraksjonsstrålen sendes tilbake slik at det blir konsentrert mot 126 detektorer. Kornfordelingen blir målt mens suspensjonen blir kontinuerlig pumpet rundt i systemet, dermed sikrer man tilfeldig orientering av partiklene i relasjon til laserstrålen (Figur 15). Det er partikkelens sfæriske diameter som blir målt (Beuselinck et al. 1998). Systemet benytter seg av Fraunhofer-modellen for å regne ut partiklenes størrelse. Prinsipielt går denne metoden ut på å kalkulere partiklenes størrelse ved hjelp av det konsentriske ringmønsteret med spredt lys som oppstår rundt sfæriske partikler ved bestråling med laser (Blott et al. 2004).

Sedimentasjonslaboratoriet ved UiO benytter seg av en Beckham Coulter LS – 13 320. Den måler det prosentvise volumet i 72 klasser, rangert i fra $0,4 - 900 \mu\text{m}$, og resultatet vises blant annet i kornfordelingskurver som vist i Figur 14.



Figur 15 Prinsippskisse av et laser diffraksjonssystem (Blott et al. 2004).

For å forhindre at deler av kornene fragmenteres ved knusning, ble leiren først dispergert i destillert vann, før den ble fryst i fryseskap og deretter frysetørket. Frysetørkingen foregikk ved en temperatur omkring -50°C , med et trykk under 0,06 millibar. En slik behandling sikrer en adskillelse av kornfraksjonene, uten knusning. Metoden krever under 1 gram materiale per forsøk. Prøven ble dispergert i calgon og satt i ultralydbad i ca 5 min før analysen ble utført.

For å sikre at den utvalgte prøven kunne anses som representativ, ble hver kornfordelingsanalyse utført to ganger pr. prøve, hvor kurvene ble lagt over hverandre for å se eventuelle avvik. Materialet brukt til kornfordeling ble hentet ut i fra midten av hver innsamlede prøve. Kurvene presentert i denne oppgaven er en middelværdi av de to undersøkelsene. Ved store avvik ble analysen kjørt på nytt.

Videre kan korngraderingen karakteriseres ved hjelp av graderingstallet, som beskriver kurvens steilhet.

$$Cu = \frac{d_{60}}{d_{10}} \quad (6)$$

Hvor d_{60} motsvarer diameteren for kornene der kurven passerer 60 % og d_{10} for motsvarende i 10 %. $Cu < 5$ anses som ensgradert, 5-15 som middels, og $Cu > 15$ som velgradert (Statens Vegvesen 2010).

4.2.2 Mineralogisk analyse ved hjelp av røntgendiffraksjon

Røntgendiffraksjon er den mest anvendte metoden for å identifisere leirmineral, samt studere deres krystallstruktur. Et røntgendiffraktometer er designet for å generere røntgenstråling, fokusere den optisk på en prøve, skanne prøven med presis angulær kontroll, for så å kontrollere den relative intensiteten til den reflekterte strålingen, som en funksjon av 2θ (Figur 17). I dette delkapittelet vil det bli gitt en innføring i teorien bak røntgendiffraksjon, før fremgangsmåten i arbeidet med denne undersøkelsen vil bli beskrevet.

Røntgenstråling og diffraksjon

Røntgenstrålene er en del av det elektromagnetiske spekteret, hvor de mest anvendte strålene ligger i bølgelengdeområdet 0,01 til 100 Å (Ångstrøm). Dette tilsvarer en energi på 10-500 keV.

Strålene kan oppstå på to ulike måter (Holtebekk 2012) (Figur 16):

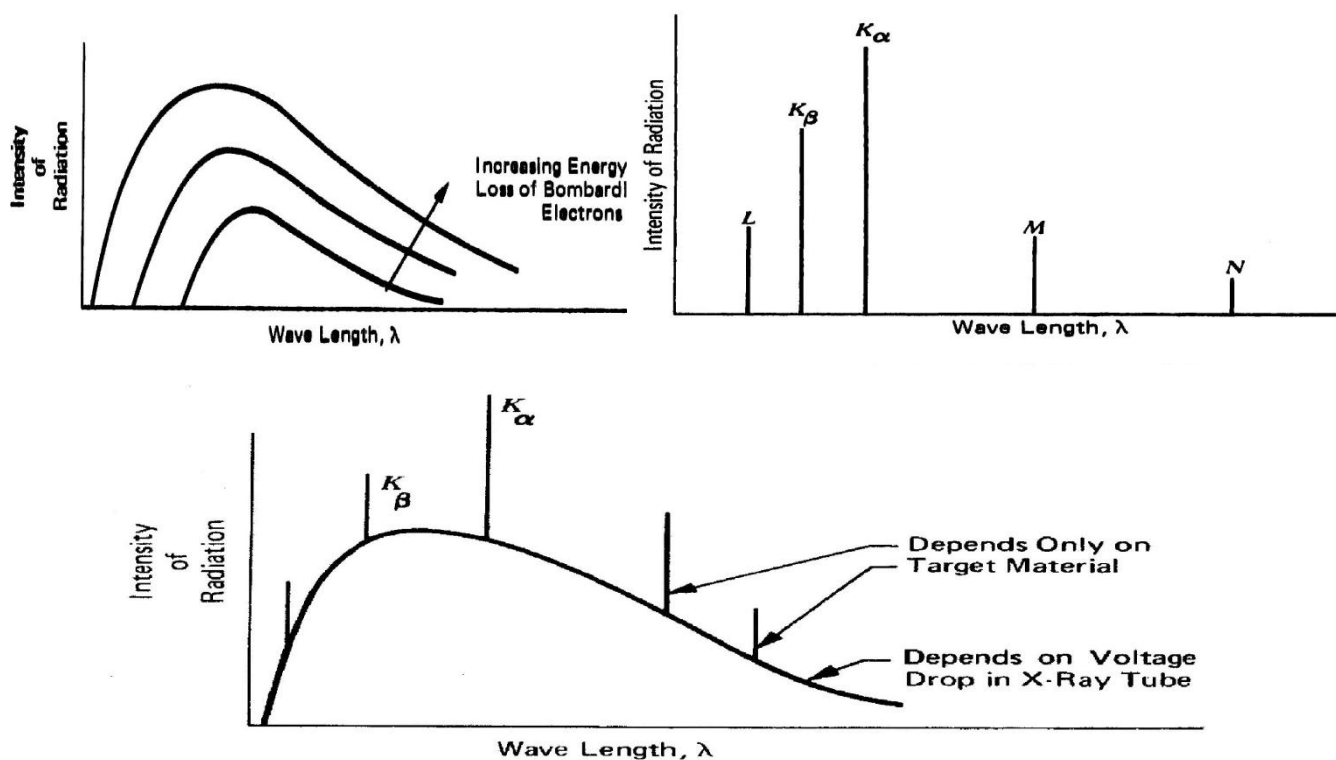
(1) bremsestråling.

Bremsestråling oppstår når elektrisk ladde partikler, i form av elektroner, bremses ned av det elektriske feltet rundt en atomkjerne. Energien blir således omgjort til varme og røntgenfotoner. Bølgelengden avhenger av hvor raskt partiklene akselereres, og de vises som et kontinuerlig spektrum av varierende bølgelengder. Spektrumet og bølgelengdene er uavhengige av hva slags stoff som sender ut strålingen.

(2) ved karakteristisk stråling fra eksiterte atomer.

Karakteristisk stråling består av et linjespekter som er karakteristisk for stoffet som blir bombardert med elektroner. Elektronene i strålingen erstatter et elektron i fra det innerste skallet i et av atomene i det bestrålte materialet. Et elektron i fra en av de ytterste skallene vil derfor overgå til et av de innerste, hvilket innebærer et hopp til et lavere energinivå for elektronet. Dermed vil et røntgenfoton, med karakteristisk bølgelengde og intensitet for det bestrålte materialet og skall-nivået, sendes ut. Et slikt elektronbytte kan foregå i flere skall, hvor hvert av skallene har en karakteristisk frekvens. Resultatet av dette er at vi får en sammenheng mellom strålingsintensiteten og bølgelengden som blir sendt ut (Mitchell og Soga 2005). Her er bølgelengden avhengig av grunnstoffet i materialet som bestråles, mens intensiteten er avhengig av bremsestrålingen (Figur 16).

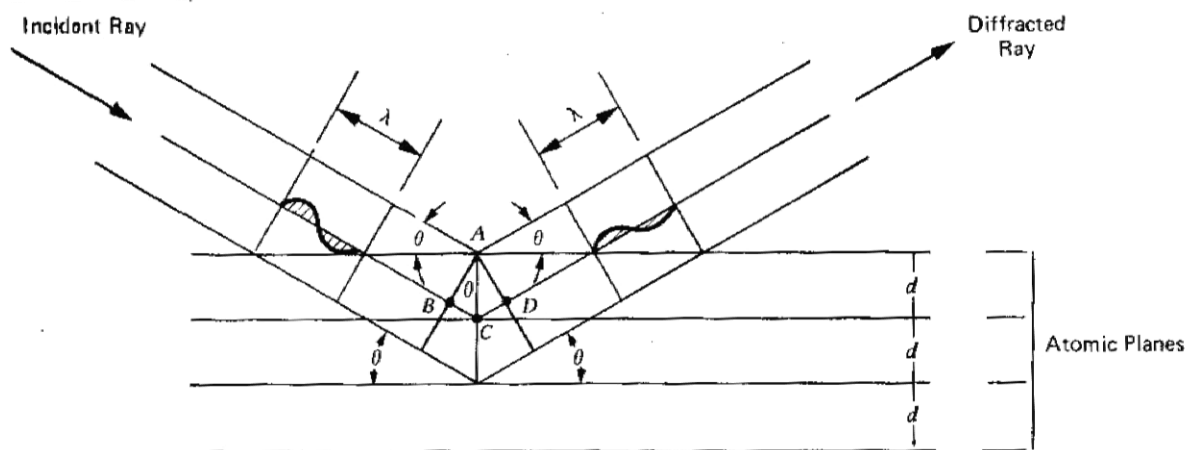
Elektronstrålen genereres ved hjelp av en glødetråd, hvorpå elektronene strømmer mot det bestrålte materialet via et spenningsfall på 20 til 50 kV. Kurvede krystallmonokromatorer kan brukes for å skille ut et smalt bølgelengdeområde, eller utvalgte bølgelengder. Grunnen til at røntgenstråling er meget hensiktsmessig for undersøkelser av krystallstrukturer, er at bølgelengder motsvarende 1 \AA samsvarer med den omtrentlige avstanden mellom atomnivåene i krystallstrukturen. For kobberstråling, som blir brukt i denne undersøkelsen, er bølgelengden $1,54 \text{ \AA}$ (Moore og Reynolds 1997).



Figur 16 Øverst til venstre: Generering av røntgenstråler som et resultat av bremsestråling (1).
 Øverst til høyre: Røntgenstråling generert ved erstatning elektroner (2).
 Nederst: Røntgenstrålingens intensitet som en funksjon av bølgelengden (modifisert etter Mitchell og Soga 2005).

Når røntgenstrålene treffer et krystall, kan strålene dermed penetrere opp til flere millioner lag, før de blir absorbert. For hvert atomisk plan, så blir en liten del av strålingen absorbert av individuelle atomer. Denne absorberingen fører til at atomene oscillerer som dipoler, hvilket avgir stråling i alle retninger. De ulike strålingene vil i visse retninger gå i fase med hverandre. Dette kan noe forenklet forklare hvordan strålingen i fra atomene oppstår som et resultat av at elektronene bombarderer prøvematerialet. Den utgående strålingen kan dermed best beskrives som en refleksjonsbølge av den innkommende strålingen. Refleksjonsbølgen beveger seg som en sammenhengende bølge. Denne bølgen kan fanges på film eller av en strålingsdetektor (Mitchell og Soga 2005).

Orienteringen til de parallelle atomplanene, i forhold til den innkommende strålingen, styres av strålingens bølgelengde og atomplanenes avstand (d). Figur 17 viser hvordan røntgenstrålingen treffer et krystall med flere atomplan. Røntgenstrålingen har bølgelengde λ og treffer atomplanene med vinkelen θ .



Figur 17 Skjematisk oversikt over rådende geometriske forhold, i henhold til Braggs Lov (Mitchell og Soga 2005).

Dersom den reflekterte strålingen i fra C forsterker strålingen reflektert i fra A ved å bevege seg i fase, vil avstandsforskjellen mellom dem kunne beskrives av et integrert antall bølgelengder, $n\lambda$. Denne avstanden ses i (Figur 17) som avstanden $BC + CD$. Dermed har vi at:

$$BC + CD = n\lambda \quad (7)$$

Siden symmetrien tilsier at $BC = d \sin \theta$ hvor $BC = CD$, har vi at:

$$n\lambda = 2 d \sin \theta \quad (8)$$

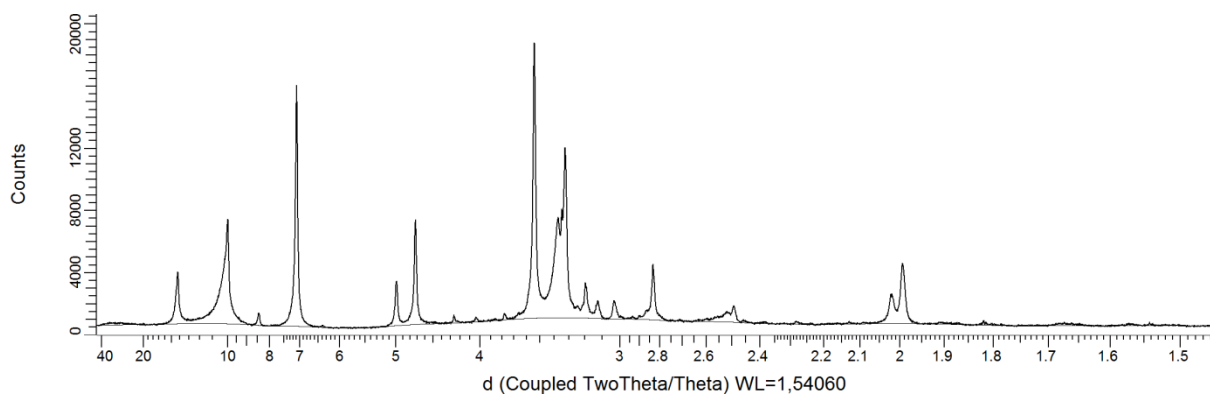
n - heltall, $n=1$ for første ordens refleksjon

λ - bølgelengde

d - avstanden mellom atomplanene

λ - bølgelengde

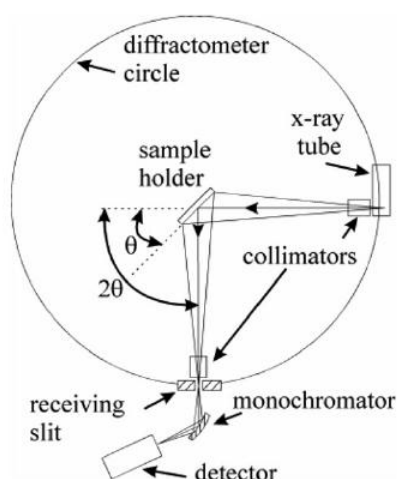
Braggs lov (8) kan beskrives som selve kjernen i identifisering av mineraler ved hjelp av røntgendiffraksjon. Sett i tre dimensjoner, så har ingen mineraler lik avstand (d) mellom atomplanene. Dermed kan man ta i bruk vinkelen θ hvor diffraksjonen oppstår, for å finne avstanden d , for således å identifisere mineralet. Det første steget i en slik analyse er å finne verdiene av d/n ut i fra (8) ved en gitt type stråling (λ). Dette mønsteret sammenlignes så med kjente mønstre for gitte mineraler. Disse sammenligningene baseres på databaser indeksert etter de sterkeste linjene i diffraksjonsmønsteret (Figur 18) (Mitchell og Soga 2005).



Figur 18 Diffraksjonsmønster for en leirprøve i programmet Diffrac.eva før analyse.

Grunnen til at røntgendiffraksjon er gunstig for identifikasjon av leirmineraler, er at studiet av avstanden (001) er spesielt godt egnet i slike analyser. Denne avstanden er karakteristisk for hver enkelt gruppe med leirmineraler. Dette planet gir som regel de mest intense refleksjonene, sammenlignet med de resterende atomplanene i krystallet. Det begrunnes med at det basale planet har tettest pakking av atomene (Mitchell og Soga 2005).

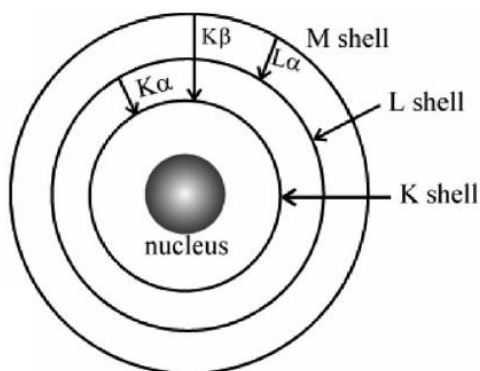
Hovedkomponentene i et røntgendiffraktometer består som regel av en generator (produserer høy spenning), et rør hvor røntgenstrålingen produseres, en strålskollimator (samler strålene), et nivå for prøvemontering, en detektor, en monochromator og et goniometer (Figur 19). Sistnevnte kontrollerer forholdet mellom den innkommende strålingens vinkel, prøvens



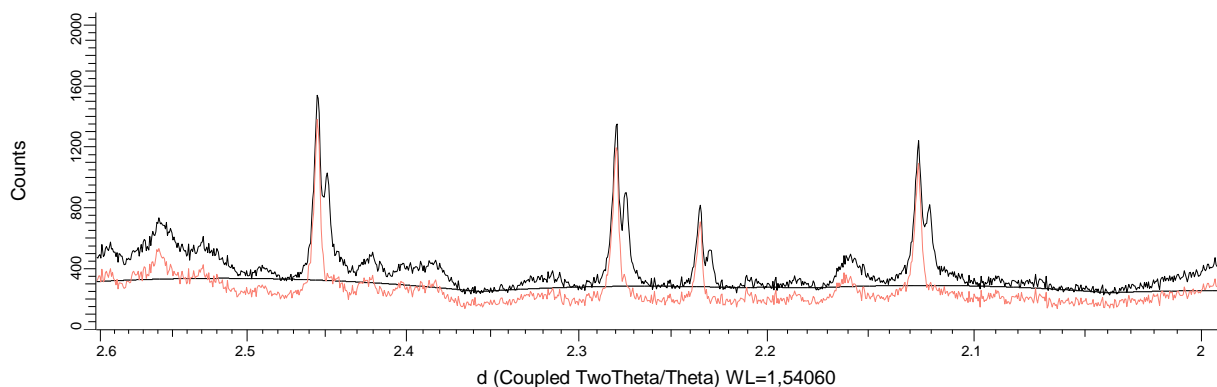
Figur 19 Skjematisk presentasjon av komponentene i et røntgendiffraktometer (Harris og White 2007)

overflate og detektoren. Dersom apparatet har en monochromator, så sørger den for absorpsjon av $K\beta$ – stråling, slik at det kun er den intense $K\alpha$ – strålingen som blir brukt i analysen.

UiO har en XRD-maskin som bruker en diffraktometer av typen D8, med DaVinci design. Den genererer 40 kV og 40mA. Prøvelengden er 15 mm, og strålingen som benyttes er $\text{CuK}\alpha$ (Figur 20), altså kobberstråling. UiOs maskin har ingen monochromator installert. Det betyr at $\text{K}\alpha_2$ strålene må fjernes manuelt. I dette arbeidet blir $\text{K}\alpha_2$ fjernet ved hjelp av programvaren Diffrac.eva. $\text{K}\alpha_2$ strålingen er et resultat av at elektroner som desintegrerer i fra undernivåer i L-skallet hos atomet. De ses i diffraktogrammet som mindre duplikater av $\text{K}\alpha_1$ toppene før fjerning (Figur 21).



Figur 20 Oversikt over et atom med de ulike skallnivåene og energioverføringen for $\text{K}\alpha_2$, K og L. $\text{K}\alpha$ er et resultat av energioverføring i form av erstatning av elektroner fra K-skallet, med elektroner i fra L (Harris og White 2007).



Figur 21 Diffraktogram før (svart) og etter (rød) fjerning av $\text{K}\alpha_2$.

Prøvepreparering i laboratoriet

Røntgendiffraksjon ble utført på både leirfraksjonen og bulk, hvor begge analysene krever spesifikk prøvepreparering. I arbeidet med begge metodene er det viktig å sikre at prøvene er flate, at de har en glatt overflate, at de er mineralogisk homogene gjennom hele dybden, samt at de er tilstrekkelig lange og tykke nok.

Bulk – Powder Method

Prøvematerialet tatt i bruk til analyse av bulk-fraksjonen ble først tørket ved 60°C i et døgn.

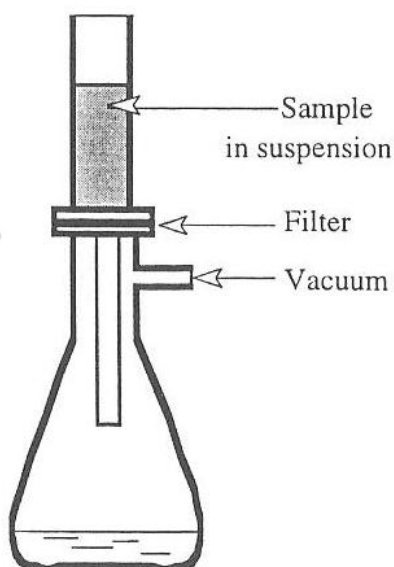
Prøvene ble så forsiktig knust manuelt, før de ble blandet med etanol og knust ytterligere ved hjelp av 10 minutters mekanisk risting med agatbiter. Dette for å forhindre mekanisk knusning av mineralene, samtidig som man skiller partiklene. Prøvene ble så tørket og pakket med tilfeldig orientering for analysering av bulk. Disse prøvene gir et godt inntrykk av det totale mineralogiske bildet, i tillegg til et grovt estimat over andelen sjiktrmineral i prøven.

Orienterede leirprøver

Mineralene i bulkfraksjonen maskerer ofte en del av 00l refleksjonene til leirmineralene.

Dette innebærer at en fullstendig identifisering av leirmineralene i prøven vanskelig vil la seg gjøre kun ved bulk-analyse. Derfor ble leirfraksjonen skilt ut og analysert.

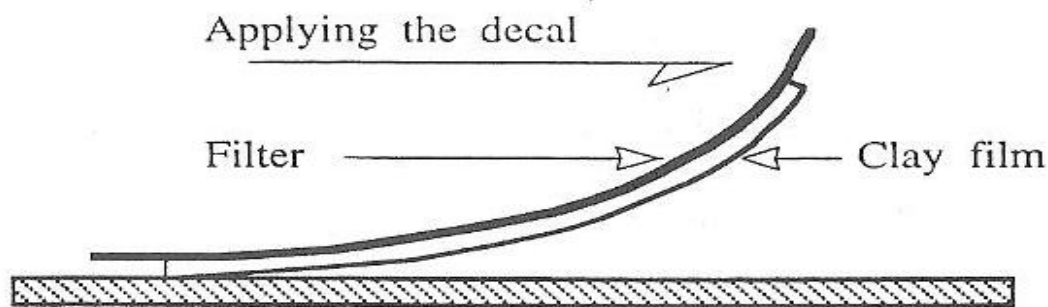
I arbeidet med leirfraksjonen, ble prøvene dispergert ved hjelp av ultralydbad i destillert vann. Ideelt sett består partiklene i den destillerte løsningen dermed av single krystaller. Utskillelsen av leirmineralene ble utført ved hjelp av bunnfelling i 20 timer, i direkte anslutning til dispergeringen. De 20 timene med bunnfelling sikrer at leirfraksjonen fremdeles er i suspensjon, mens partikler $> 0,002$ mm har sedimentert til bunnen. Dette forklares ved bruk av Stokes lov, som nærmere beskrevet i Moore og Reynolds (1997). Det skal presiseres at metoden utgår i fra at leirfraksjonen består av partikler med sfærisk diameter $< 0,002$ mm. Flate leirmineraler er ikke sfæriske, men det antas her at de bunnfeller med samme hastighet som sfæriske partikler.



Figur 22 Filtreringsapparat (Moore og Reynolds 1997).

Etter 20 timer ble leirsuspensjonen forsiktig skilt ut fra sylindrene og filtrert ved hjelp av «Millipore Filter Transfer Method». Dette gjøres ved å filtrere leirsuspensjonen gjennom et filter med 0,0045 mm porer med hjelp av vakuum (Figur 22). Ved tilfredsstillende mengde leirpartikler på filterets overflate, ble noen få milliliter magnesiumklorid tilsatt og filtrert, etterfulgt av noen dråper destillert vann. Dette for å se til at leirmineralene er saltfrie og homoioniske (Moore og Reynolds 1997). Sistnevnte for å sikre en orientering av

leirmineralene.



Figur 23 Overføring av prøven fra filter til glass (Moore og Reynolds 1997)

Filteret, inklusive leirprøven, ble forsiktig invertert over på glass, som vist i Figur 23.

Kjøringen av XRD - analysen ble utført av Dr. Maarten Aerts ved Institutt for Geofag, Universitetet i Oslo. Bulkprøvene ble kjørt i lufttørket tilstand, mens leirfraksjonen ble kjørt som lufttørket, i etylenglykol og ved 300°C.

For å mette prøvene med etylenglykol ble disse lagt i eksikator med etylenglykol. Hele eksikatorene ble så satt i varmeskap på 60°C i minst 20 timer. Varmedehandlingen utføres ved at preparatene legges på en ildfast stein som skyves inn i ovnen. Preparatene avkjøles før de analyseres.

4.2.3 Analyse av røntgendiffraktogram

XRD – analysen resulterer i røntgendiffraktogram, hvor ytterligere kvalitative og semi - kvantitative analyser er nødvendig for å avdekke mineralinnholdet i prøven. Et diffraktogram er som regel plottet med 2θ vinkler på x-aksen og røntgenstrålingenes intensitet (counts per second) på y-aksen. Det er to nivåer i en slik analyse; kvalitativ og kvantitativ.

Kvalitativ analyse

Ulike krystaller gir ulike diffraksjonsmønstre. Et komplett diffraksjonsmønster inneholder serier med refleksjoner av ulike intensiteter, ved ulike verdier av 2θ. Hver refleksjon kan relateres til en komponent i prøven.

Kvalitativ analyse innebærer en identifikasjon av et mineral ved hjelp av sammenligninger med kjente mineralers diffraksjonsmønstre. Prosedyren baseres på å finne ut hvilket mineral som kan relateres til de mest intense toppenes posisjon, for så å bekrefte valget ved å finne posisjonene til svakere topper for det samme mineralet. Dette repeteres til alle toppene i prøven er identifisert. I arbeidet med dette har softwaren Diffrac.eva blitt tatt i bruk. Denne softwaren muliggjør en sammenligning av de individuelle prøvenes diffraksjonsmønstre med

databaser hvor kjente mineralers diffraksjonsmønster er lagt inn. Toppene ble også korrelert med kjente toppers d -verdi i litteraturen, blant annet ved hjelp av Harris og White (2007), samt Mitchell og Soga (2005).

Diffraktogrammene for bulk fraksjonen ble først analysert kvalitativt med hensyn til mineralogien i hele prøven. Det første leddet i en slik analyse er å fjerne $K\alpha_2$, dette gjøres ved hjelp av Difffrac.eva og funksjonen «strip $K\alpha_2$ » (Figur 21).

Videre ble alle prøvene justert etter kvartstoppens 001 refleksjon langs x -aksen ($d = 4,26 \text{ \AA}$). Avviket i x -retningen er et resultat av prøvematerialets tykkelse/høyde. Kvartstoppen kan brukes til slik korrigering, fordi de har en stabil posisjon i diffraktogrammet. Kvartsstrukturen tillater ingen signifikant substitusjon av atomer, hvilket fører til at kvartsmønsteret i diffraktogrammet kan betraktes som en intern standard for prøven (Moore og Reynolds 1997).

Etter analysen av diffraktogrammene for bulkfraksjonen, ble de så sammenlignet med diffraktogrammene i fra analysen av leirfraksjonen. XRD-analyser av leirfraksjonen blir utført på orienterte leirmineraler. Dette for å forsterke basalrefleksjonen, også omtalt som 001 refleksjonen. Moore og Reynolds (1997) viser at ved små vinkler ($2\theta < 40^\circ$) er avstanden mellom 001 toppene distribuert likt i diffraktogrammet. For leirmineraler kan det derfor konkluderes med at intensitetstopper med lik avstand tilhører samme mineral. De viser også hvordan toppenes bredde er omvendt proporsjonal med krystallittenes tykkelse. Dette innebærer at brede topper indikerer smale krystallitter.

Leirprøvene blir utsatt for etylenglykol og varmebehandling for å avdekke eventuelle ekspanderende fyllosilikater. En slik behandling skiller ikke-ekspanderende fyllosilikater i fra de ekspanderende ved hjelp av d – avstanden i mineralet. De ekspanderende fyllosilikatene vil ved slik behandling få en endret d -verdi. Videre vil toppene kollapse ved varmebehandling (Harris og White 2007).

Semi - kvantitativ analyse

Semi - kvantitativ analyse innebærer en determinering av de ulike mineralenes mengdeforhold i prøven. En slik analyse kan utføres ved hjelp av enkle sammenligninger mellom intensiteten til toppene i diffraktogrammet, eller ved integrering av arealet under kurven.

Intensiteten/arealet av en topp tilhørende et gitt mineral i diffraktogrammet kan tilsynelatende relateres til mengden av dette mineralet (Mitchell og Soga 2005). Dette er en kompleks metode som krever stor aktsomhet med hensyn til de ulike variablene i prosessen. Det skal vektlegges at en slik form for analyse i beste fall kan omtales som semi-kvantitativ fordi metoden baseres på flere usikre faktorer med rom for stor variasjon, deriblant:

- Ulikheten i masse-absorpsjonskoeffisienten for ulike mineraler
- Partiklenes orientering i prøven
- Prøvens vekt
- Prøvens overflatetekstur (Mitchell og Soga 2005)
- Hydrering
- Mineralets krystallinitet

Det finnes ingen konsistent metode for kvalitativ analyse, hvilket også gir rom for subjektiv bedømmelse. Det gjelder å velge teknikken som er mest konsistent for de karakteristika som råder i prøvematerialet. Den vanligste metoden baseres på forholdet mellom de ulike toppenes intensitet. Denne metoden resulterer i en relativ andel av de ulike mineralene, normalisert til 100%. Moore og Reynolds (1997) viser hvordan forholdet mellom intensitetene til to mineraler er proporsjonal til vektforholdet mellom dem, i tillegg til at de behandler hvert enkelt usikkerhetsmoment mer inngående. De tar også for seg en del av de kriteriene som må tilfredsstilles før en semi-kvantitativ analyse kan finne sted:

- Prøven må være lenger enn den innkommende strålingens spredning ved lave diffraksjonsvinkler.
- Prøven må kunne defineres som uendelig tykk der hvor de største diffraksjonsvinklende blir tatt i bruk.
- Prøven må være montert slik at vinkelen mellom innkommende stråling og prøvens overflate er lik vinkelen mellom utgående stråling og prøvens overflate.

- Prøven må være mineralogisk homogen. Det vil si at kornfordelingen må være jevnt distribuert over hele prøven.

Gitt at disse kriteriene er tilfredsstilt, så har diffrac.eva og dets egen funksjon for semi-kvantitativ analyse blitt tatt i bruk. I følgende avsnitt har beskrivelsen blitt hentet i fra programmets brukermanual.

Metoden baseres på de relative toppene i diffraksjonsmønsteret ved hjelp av I/I_{corr} verdier (Tabell 7). Sistnevnte baseres på korreksjonsverdier utarbeidet for det mineralet som blir valgt i databasen. Det vil si at hvert mineral har en egen korreksjonsfaktor. Programmets manual poengterer at disse verdiene er mer nøyaktige enn egne verdier, og anbefaler denne metoden. Samtidig vektlegger manualen følgende feilkilder:

- Metoden baseres på at alle faser er kjent. Det betyr at programmet baserer seg på at summen av alle intensitetene motsvarer 100%.
- Presisjonen i I/I_{corr} verdiene er opplyst av databasen. Verdiene er utarbeidet og korresponderer til en spesiell tilstand av en prøve.
- I programmets utregning av det prosentvise mineralinnholdet inngår en visuell justering av toppenes intensitet. Toppenes intensitet avhenger av mineralets orientering, hvilket vil ha et negativt utfall for analysen dersom mineralene har en bestemt orientering. Intensiteten i toppene tar heller ikke hensyn til overlappende topper.
- Metoden baseres på at toppenes intensitet er proporsjonale med netto areal under intensitetskurven. Dette er kun gjeldende dersom toppene er symmetriske.

Tabell 7 Oversikt over korreksjonsfaktorene.

Mineral	I/I_{corr}
Kloritt	0,81
Illitt	0,5
Amfibol (hornblende)	0,62
Kvarts	3,6
Plagioklas	0,99
Mikroclin	12,73
Albitt	0,64
Kalsitt	2
Pyritt	3,72

5 Resultat og diskusjon

I dette kapittelet vil det bli gitt en presentasjon og diskusjon av de mineralogiske funn som har blitt gjort. Resultatene i fra de kvalitative analysene og semi-kvantitative analysene vil først bli presentert og diskutert. Videre vil det bli gitt en oversikt over resultatene i fra kornfordelingsanalysene, før Tonje Eide Helles resultat i fra konduktivitetsmålinger utført på enkelte av prøvene vil bli sammenlignet med blant annet kornfordeling og omrørt skjærstyrke. Til slutt vil det bli gjort sammenligninger mellom tilgjengelige geotekniske data og resultatene i dette studiet. Først i form av dybdeprofiler, så for hele datasettet.

5.1 Bulk

5.1.1 Kvalitativ analyse

Silt- og sandfraksjonen i består for det meste av ikke-sjiktmineraler. Mineralene er et produkt av nedknusning og vitring, hvilket innebærer at de dominerende mineralene i et sediment er de som innehar en eller fler av følgende egenskaper:

1. Frekvent forekomst i kildematerialet
2. Motstandsdyktig mot vitring
3. Vitringsprodukt

(Mitchell og Soga 2005).

En bulkanalyse innebærer at hele fraksjonen av prøvematerialet blir undersøkt. Hensikten med denne kvalitative analysen var å kartlegge hvilke mineraler som forekommer i hele prøven. Toppene som har blitt brukt til identifiseringen er gjengitt i Tabell 8.

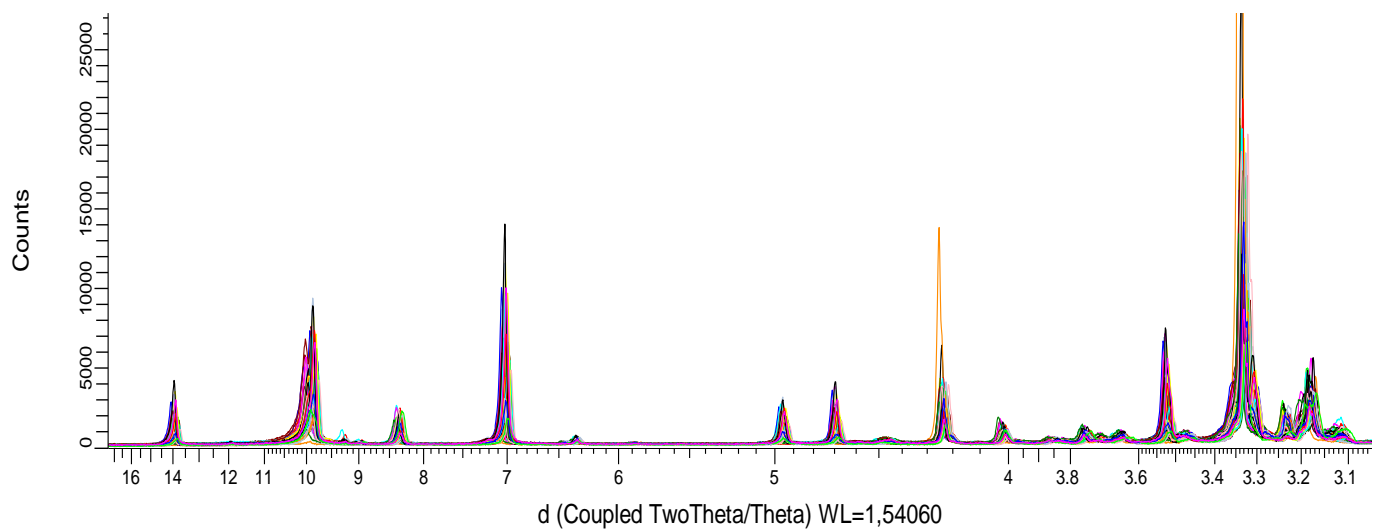
Undersøkelsen viser at mineralinnholdet speiler typiske, norske leirer. Mineralinnholdet er stort sett ganske ensartet, hvilket kan ses ut i fra Figur 24. Figuren viser en samlet oversikt, hvor alle diffraktogrammene i bulk-analysen har blitt lagt oppå hverandre. Bulkfraksjonen viser ingen avvik i sammenligninger med hensyn til mineralinnhold for sensitive leirer og leirer med lite sensitivitet. Illitt, kloritt, amfibol, kvarts og feltspat ble identifisert i samtlige prøver. En overvekt av prøvene hadde også tydelige innslag av kalsitt og pyritt.

Derimot råder det visse regionale forskjeller i form av kvalitativt innhold. Disse vil bli diskutert videre i kapittel 5.5, men det skal nevnes her at det i prøvene fra Alta ble identifisert klare topper med d-avstand mellom 9,3Å og 9,4Å. Toppene var som størst i prøvenummer 78 og 98, respektive Rafsbotn og Furubakken (Figur 25). Programmet Diffrac.eva identifiserer dette mineralet som chabbazite, hvilket fremstår som noe usannsynlig.

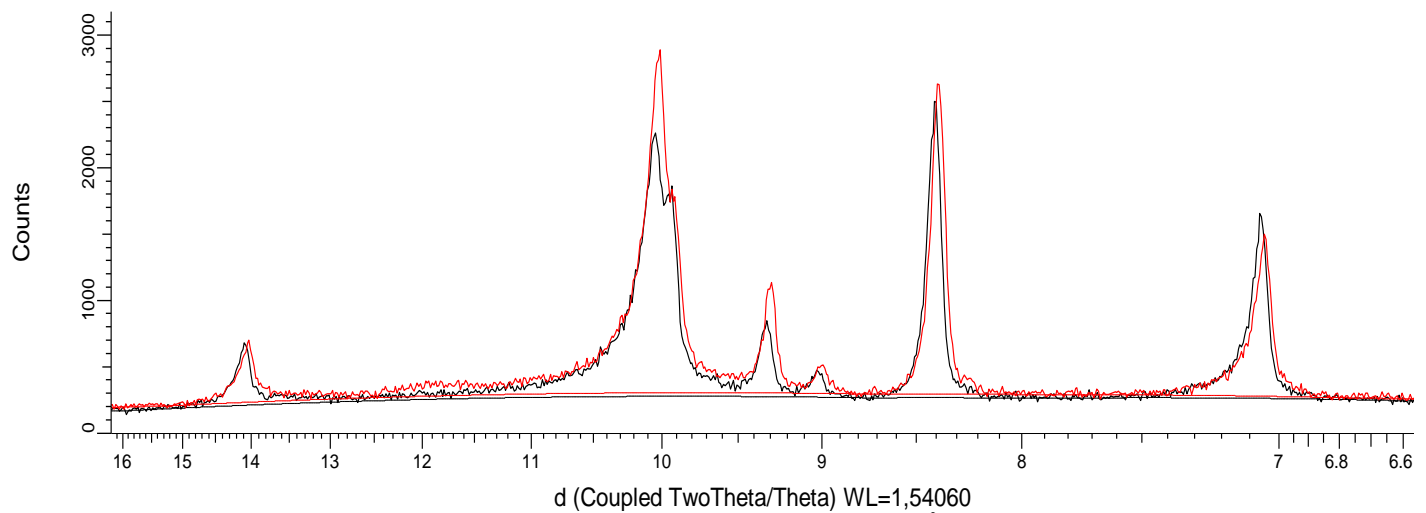
Tabell 8 Oversikt over toppene som er brukt til identifisering, med tilhørende d-verdi

Mineral	Ubehandlet d-verdi
Kloritt	14 Å
Illitt	10 Å
Amfibol	8,43 Å
Kvarts	4,26 Å
Feltspat (Ortoklas)	3,77 Å
Feltspatt (Mikroclin)	3,24 Å
Feltspatt (Plagioklas)	3,19 Å
Kalsitt	3,03 Å
Pyritt	2,71 Å

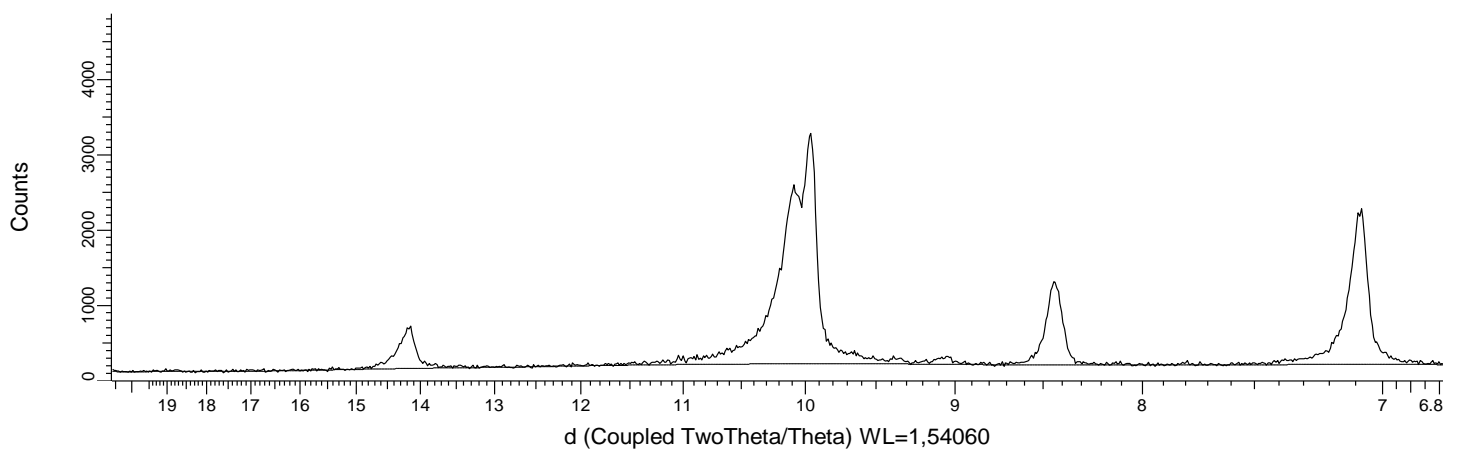
En del av prøvene viste to topper ved 10Å (Figur 26). Dette indikerer at toppene kan bestå av glimmermineral som muskovitt og biotitt. Disse har blitt identifisert som illitt, da toppene også eksisterer i leirfraksjonen. De omtales som illitt i denne oppgaven, men det utelukkes ikke at det også er tilstedeværelse av glimmermineral. Muskovitt og illitt har særdeles lik kjemisk sammensetning, og en endelig identifisering og inndeling av disse kan best gjøres ved hjelp av for eksempel elektronmikroskop.



Figur 24 Samlet oversikt over alle prøvene med toppenes fordeling i diffraktogrammet for d-avstand i fra 3,1Å til 16Å.



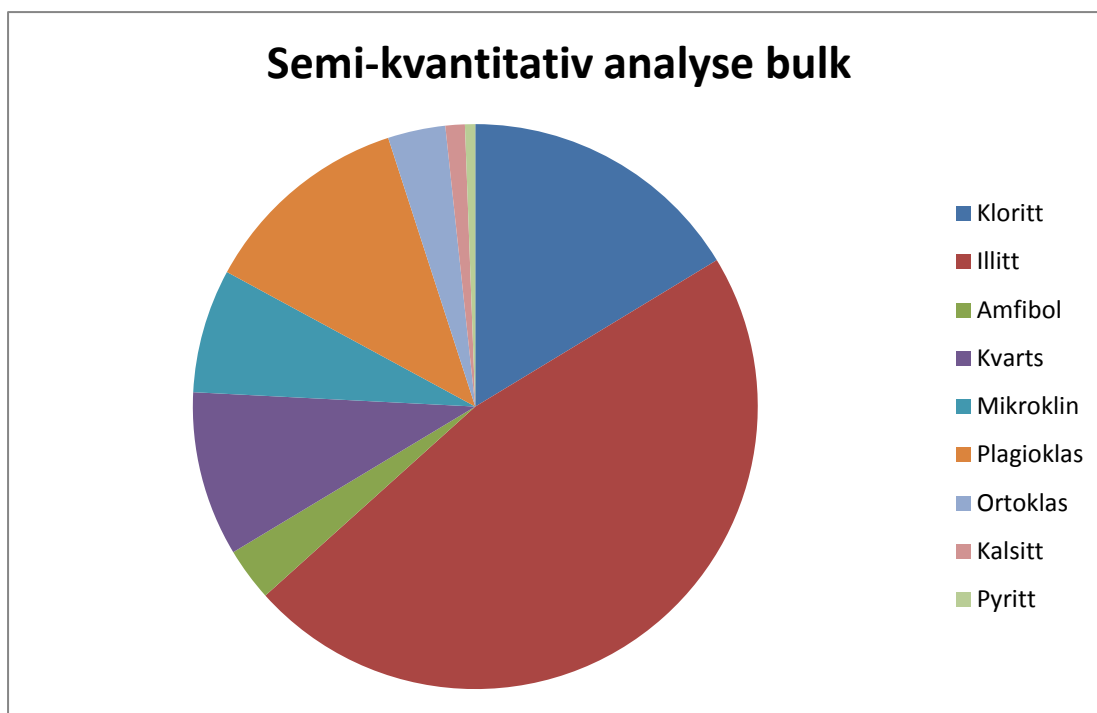
Figur 25 Prøvenummer 078 (svart) og 098 (rød) med en tydelig topp ved 9,4 Å.



Figur 26 Illustrerer to topper ved 10 Å, hentet i fra prøve nr. 003. Det utelukkes ikke at slike topper kan ha et innhold av glimmer, men de blir allikevel betegnet som illitt i denne oppgaven.

5.1.2 Semi – kvantitativ analyse

Det er viktig å understreke at en semi-kvantitativ analyse av mineralinnhold skal vektlegges med stor forsiktighet, da metoden er basert på en rekke antakelser, som diskutert i kapittel 4.2.3. Det gjennomsnittlige resultatet av den semi-kvantitative analysen for bulk er vist i Figur 27.



Figur 27 Gjennomsnittlig bulk mineralinnhold for alle analyserte prøver.

Tabell 9 Variasjonen i mengden mineraler identifisert.

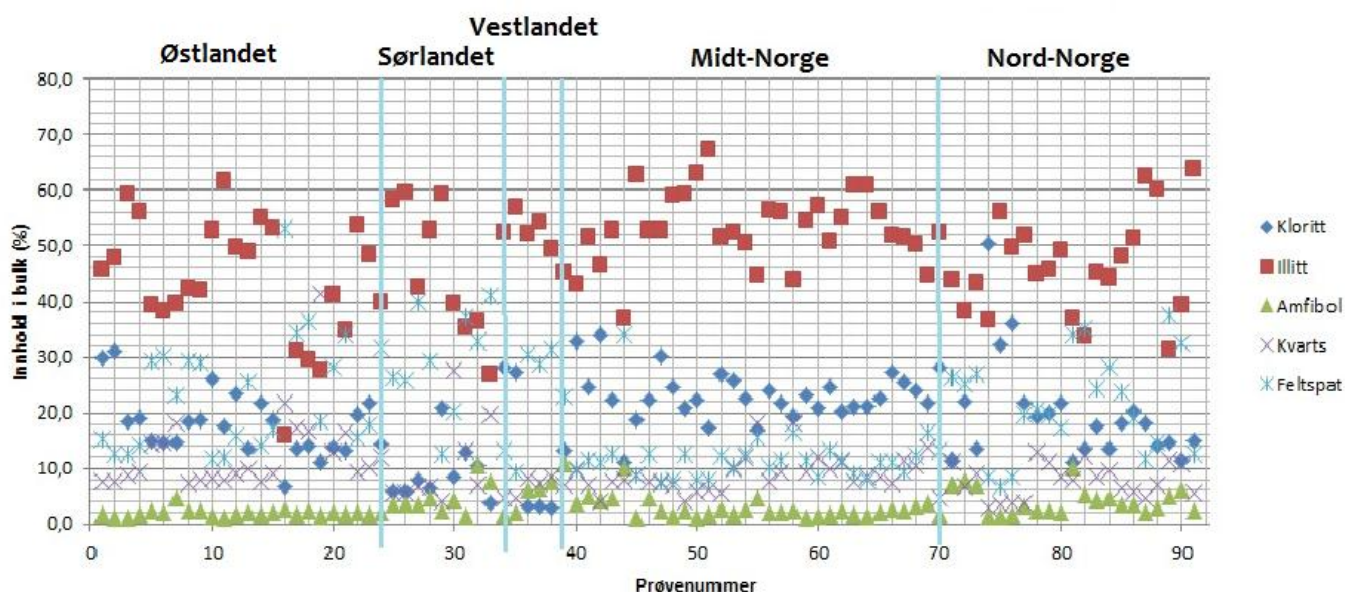
Mineral	Variasjon bulk (%)	Variasjon leirfraksjon (%)
Kloritt	3 - 32	5 - 57
Illit	15 - 66	42 - 92
Amfibol	1 - 11	
Kvarts	3 - 41	
Mikroklin	1 - 19	
Plagioklas	3 - 33	
Ortoklas	3 - 6	
Kalsitt	0 - 1	
Pyritt	0 - 1	

Analysen viser at de fleste prøvene domineres av sjiktmineralet illitt, dernest kloritt, hvilket er i overensstemmelse med studier utført på marine leirer i Sør-Norge, av blant annet Rosenqvist (1975) og Berry og Jørgensen (1971).

Variasjonen i mineralinnholdet illustreres ved hjelp av

Tabell 9 og Figur 28, hvor resultatene fra den semi-kvantitative analysen er plottet for hvert prøvenummer, sortert etter regioner. De regionale forskjellene vil bli diskutert i kapittel 5.5. Det er noe variasjon i mineralinnholdet, men det viktigste mineralet i alle prøvene er illitt, i visse prøver utgjør illitt opp i mot 70 %.

Kalsitt og pyritt er utelatt fra Figur 28 på grunn av sine lave prosentandeler og relativt lavfrekvente mineralinnhold. Deteksjonsgrensen for et mineral ble satt til minimum 2 %, hvilket er veldig lavt. En overvekt av prøvene viste spor av kalsitt og pyritt, men disse er utelatt i fra den semi-kvantitative analysen fordi det prosentvise innholdet er for lavt, de store usikkerhetene ved semi-kvantitativ analyse tatt i betraktning.



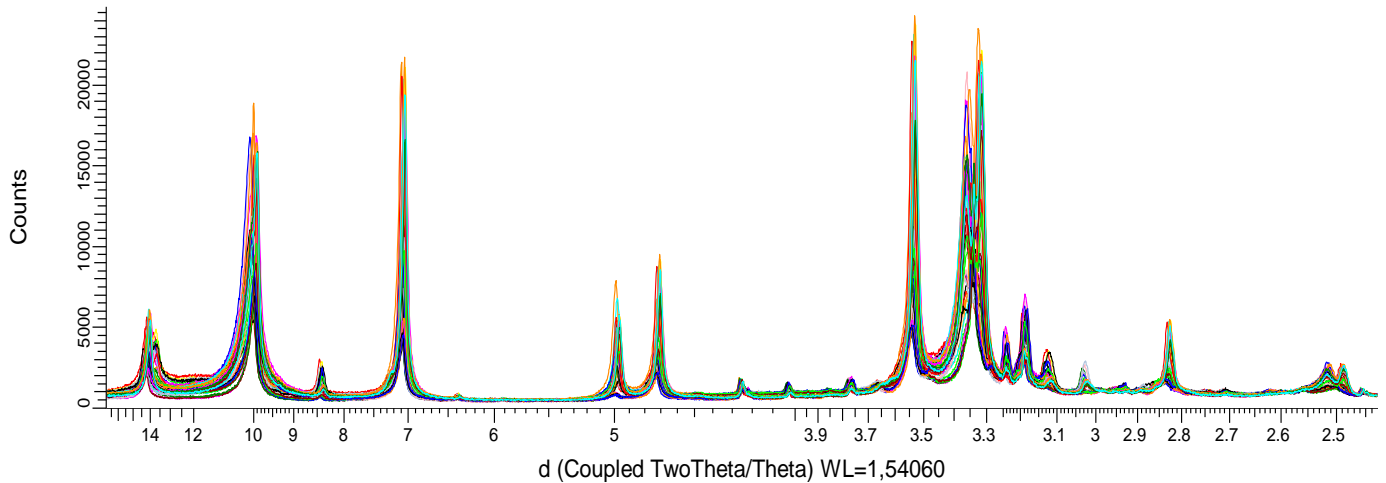
Figur 28 Variasjonene i mineralinnhold for samtlige prøver, inndelt i regioner. Innhold av pyritt og kalsitt er ekskludert.

5.2 Leirfraksjonen

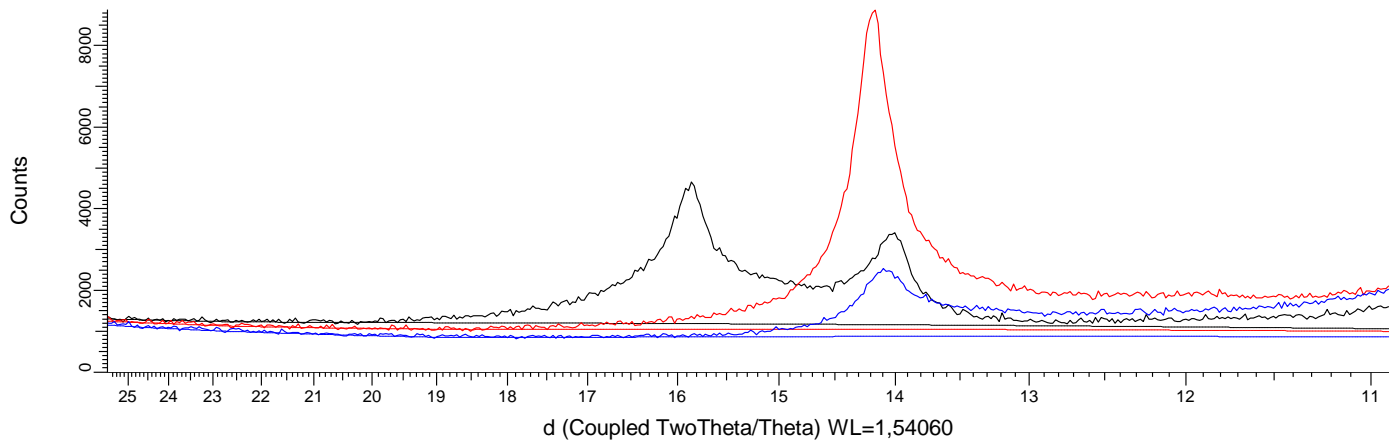
5.2.1 Kvalitativ analyse

Den kvalitative analysen av leirfraksjonen bekreftet funnene i fra bulkanalysen, og viste som forventet et innhold av illitt og kloritt (Figur 29). Samtlige prøver viste spor av kvarts og feltspat. Innslag av kvarts i leirfraksjonen er typisk for glasialt vitret materiale (Moore og Reynolds 1997). Et flertall av prøvene hadde også små innslag av amfiboler. 24 av totalt 102

prøver viste også tydelige tegn på innhold av ekspanderende mineraler i form av smektitter, funnet ved behandling med etylenglykol (Figur 30). Dette er en interessant observasjon med tanke på at flere kilder, deriblant Locat et al. (1984), hevder at et tilnærmet fravær av ekspanderende sjiktmineral er et typisk trekk hos norske sensitive leirer.



Figur 29 Leirfraksjonens samlede oversikt med toppenes fordeling i diffraktogrammet for lufttørkede prøver.



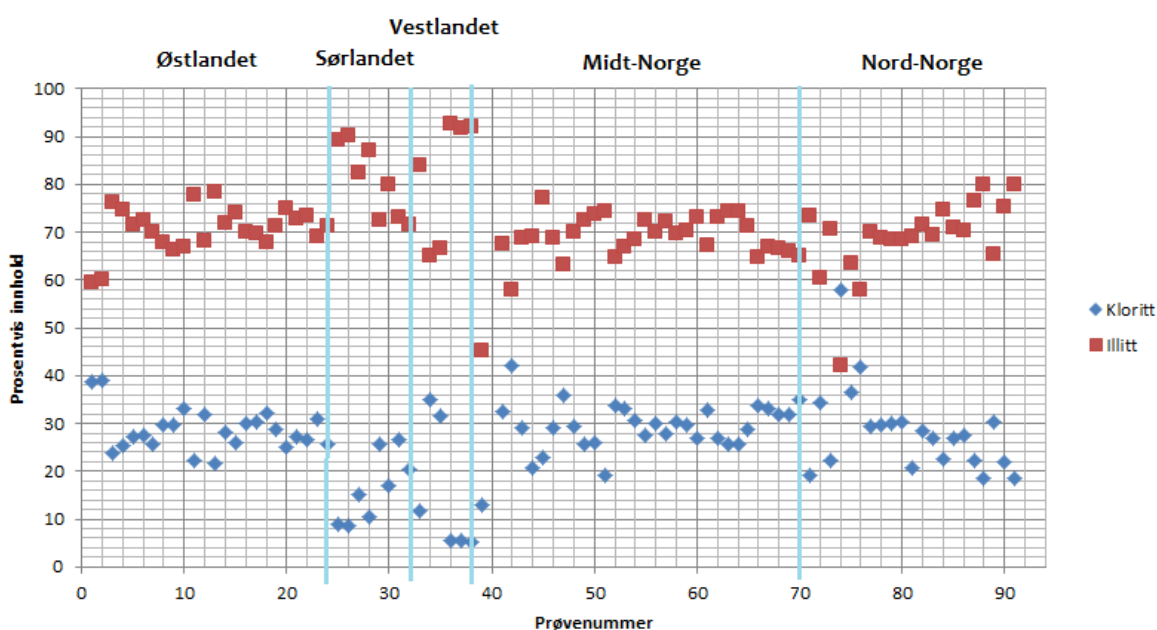
Figur 30 Viser hvordan toppen ved 14 Å (rød) ekspanderer mot 16 Å ved behandling med etylenglykol (svart), før den kollapse ved 350 °C varmebehandling. Prøven er hentet i fra Alta.

5.2.2 Semi-kvantitativ analyse

Gjennomsnittet av den semi-kvantitative analysen for leirfraksjonen er i overenstemmelse med tilsvarende analyse for bulk. Gjennomsnittlig mineralinnhold domineres av illitt (67 %), mens kloritt utgjør 30 %. Amfibolene utgjør en liten, men detekterbar andel (2,7 %) (Figur 31). Variasjonen i de prosentvise størrelsesandelene er relativt store, hvilket illustreres ved hjelp av Figur 32, men alle unntatt en prøve har et høyere innhold av illitt enn kloritt. For den ene aktuelle prøven er fordelingen 57 % kloritt, mot 43 % illitt.



Figur 31 Gjennomsnittlig mineralinnhold for leirfraksjonen.



Figur 32 Variasjonen i prosentvis andel mineralinnhold for leirfraksjonen, sortert etter regioner. Amfibol er utelatt på grunn av lav prosentvis andel. Variasjonen i prosentvis andel mineralinnhold for leirfraksjonen, sortert etter regioner.

5.3 Kornfordeling

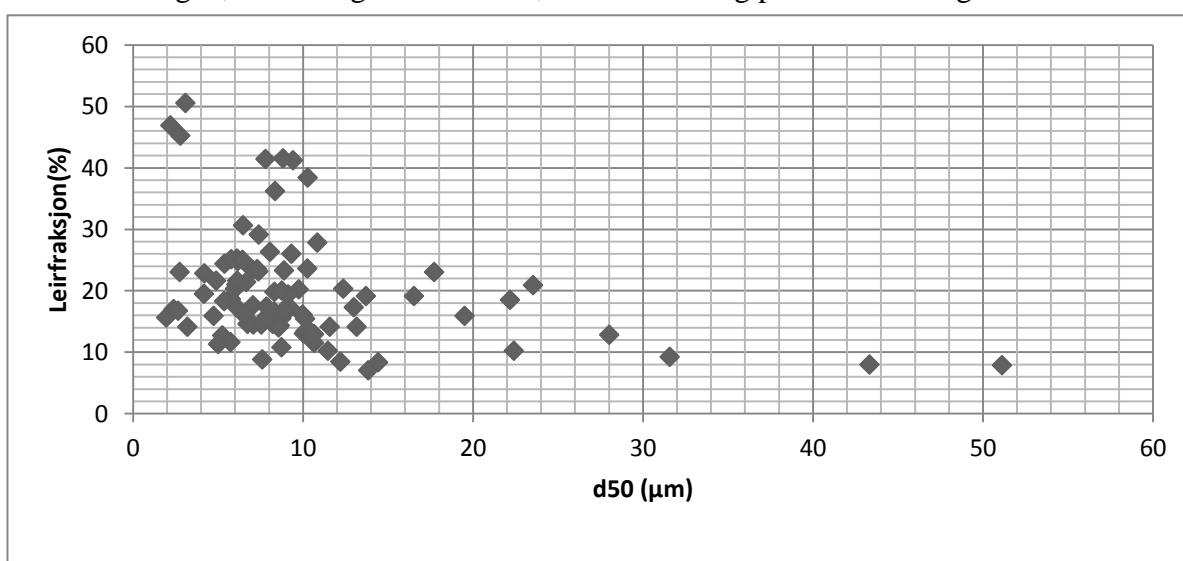
Ut i fra de semi-kvantitative analysene, så kan man se at leirfraksjonen nesten utelukkende består av sjiktmineraler.

Kornfordelingen viste ellers store variasjoner (Tabell 10), hvor sorteringen varierer i fra ensgradert (< 5) til velgradert (> 15). Prosentvis leirfraksjon synker som forventet med økende d_{50} (Figur 33).

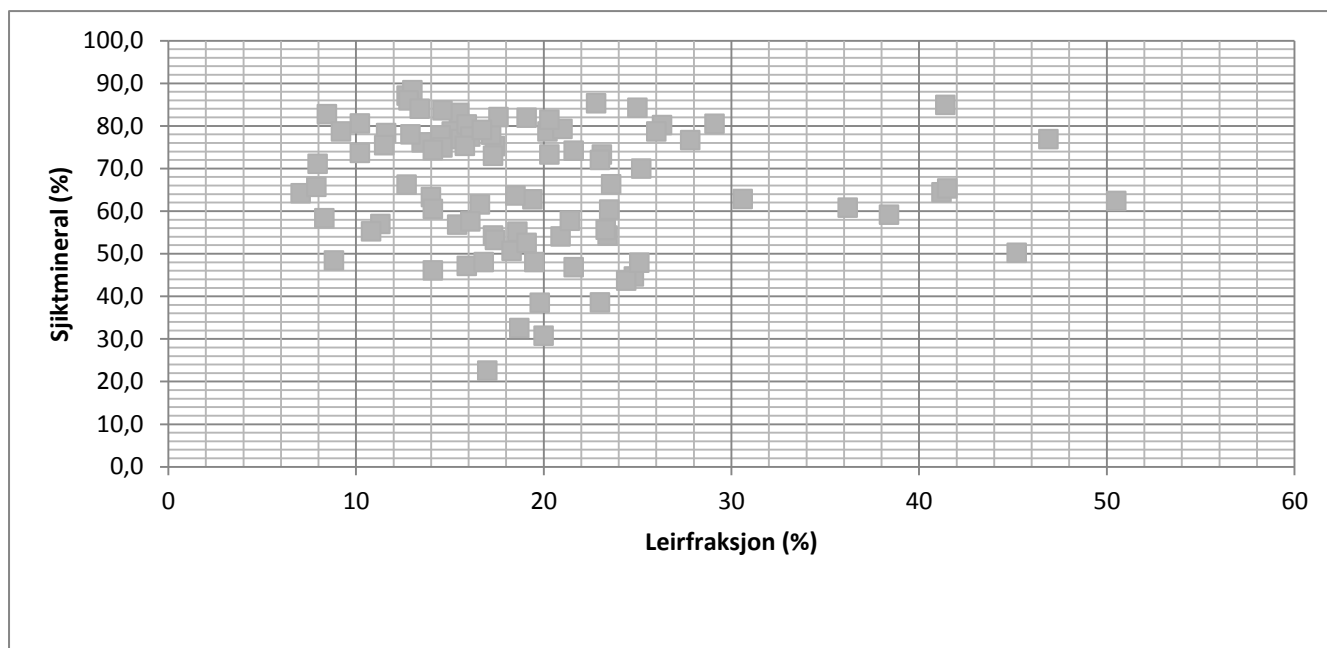
Tabell 10 Oversikt over resultat fra kornfordelingsanalysen.

Resultat kornfordeling	Verdier
Sortering	4,5 -33,5
d_{50} (μm)	1,9 - 51,1
Leirfraksjon (%)	7,0 -50,5

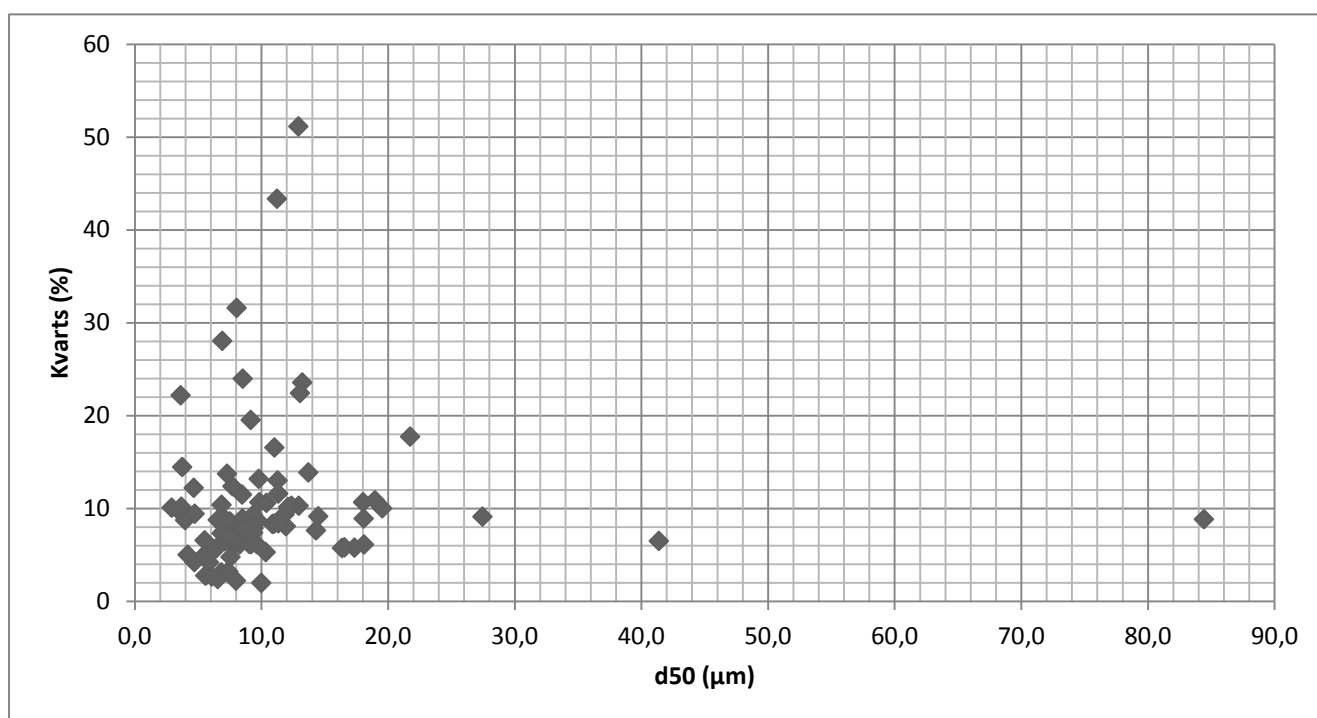
En overensstemmelse mellom mineralogisk data og kornfordelingsdataene, i form av prosentvis andel sjiktmineraler og prosentvis innhold av kornstørrelser under $2\mu\text{m}$, vil kunne utgjøre en slags kvalitetssikring for dataene. Dette datasettet viser en relativt stor spredning ved en slik sammenligning (Figur 34). Ved å plote det prosentvise innholdet av kvarts mot d_{50} , så ble det en bedre overenstemmelse for datasettet, i form av at kvartsinnholdet minker med synkende kornstørrelse (Figur 35). Det er også i overenstemmelse med de funn som har blitt gjort i tidligere studier av mineralogi og kornfordeling for marine leirer. Figuren viser også at andelen kvarts i finsiltfraksjonen er relativt høy, hvilket kan vitne om at den glasiale nedknusningen, som tidligere beskrevet, har innvirkning på kornfordelingen.



Figur 33 Leirfraksjonen mot kornstørrelse ved 50 % gjennomfall.



Figur 34 Andelen sjiktmineral mot leirfraksjonen.



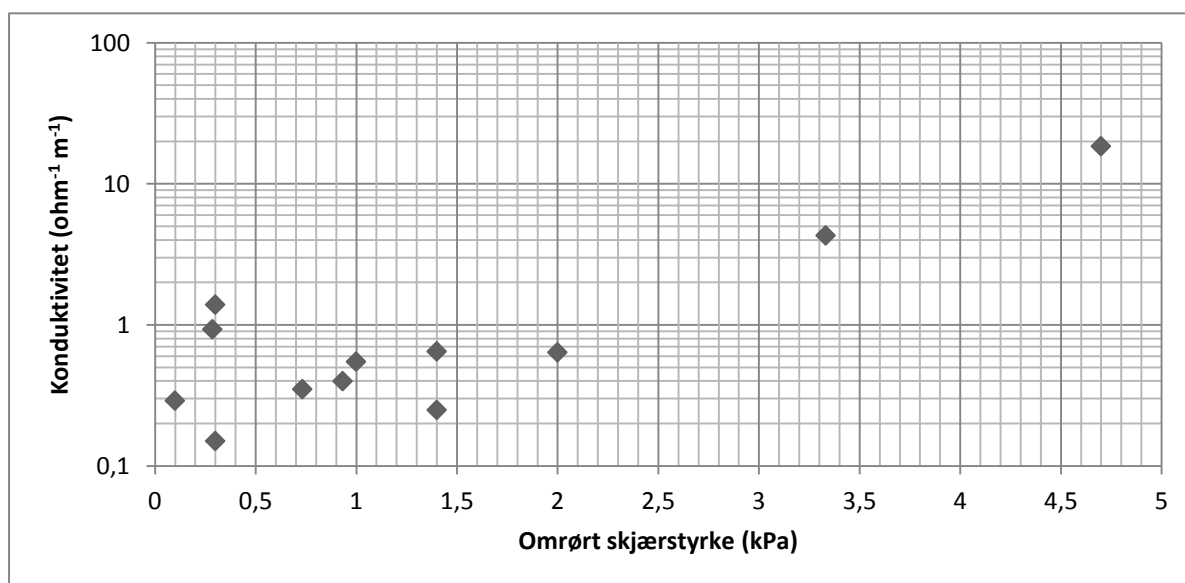
Figur 35 Prosentvis innhold av kvarts i fra den semi-kvantitative analysen, mot d50 fra kornfordelingsanalysen.

5.4 Konduktivitet

I forbindelse med Tonje Eide Helles doktorgradsavhandling, så har hun utført konduktivitetsmålinger på noen av prøvene som er inkludert i datasettet.

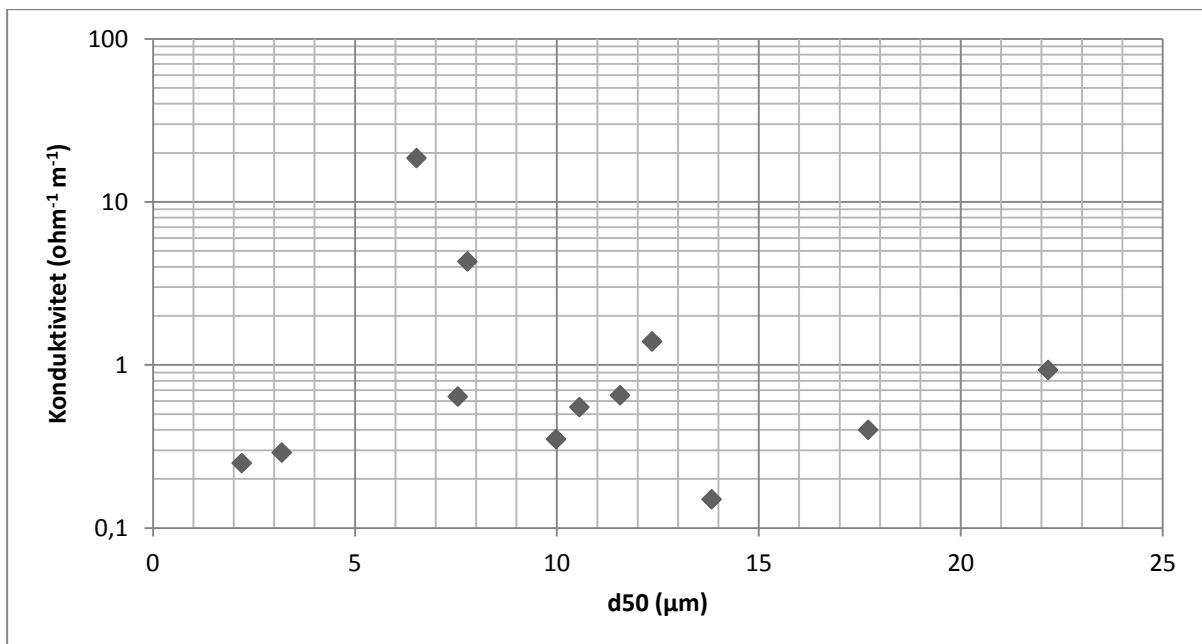
De marine sensitive leirene er et resultat av bunnfelling under saline forhold, porevannet inneholder derfor i utgangspunktet av løste elektrolytter. Innholdet varierer i større eller mindre grad med utvaskingen av dette porevannet, som diskutert i kapittel 3.3. Det er de utvaskede marine leirene som viser sensitive egenskaper. Det er derfor hensiktsmessig å avdekke innholdet av elektrolytter i porevannet. Det gjøres ved å måle den elektriske konduktiviteten i prøvene ($\text{ohm}^{-1} \text{m}^{-1}$). Den elektriske konduktiviteten for leirene avhenger av temperatur, pH, trykk og økt innhold av løste elektrolytter i porevannet. Saltvann har en kompleks kjemisk sammensetning, men 99 % av løsningen består av Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} og HCO_3^- , hvor hver av disse ionene bidrar til økt konduktivitet i leira (Park og Wayne 1965).

Dessverre ble ikke temperaturforholdene kartlagt under målingene av konduktivitet, kun pH. Resultatene i fra konduktivitetsmålingene ville derfor vært enda mer pålitelige, dersom det ble utarbeidet en temperaturkorrelering for resultatene. pH er ikke inkludert i følgende sammenligninger, men den varierer i fra 7,1 – 8,9 for de prøvene som inngår i sammenligningen. Prøvene er fordelt på samtlige regioner, unntatt Vestlandet.



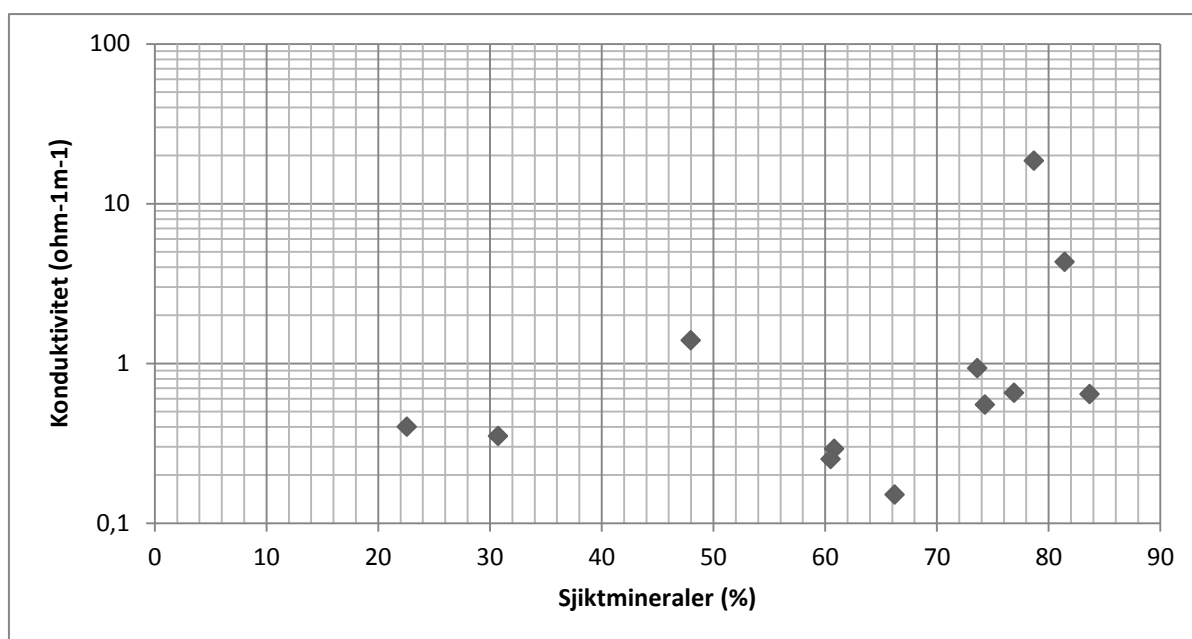
Figur 36 Konduktivitet plottet på en logaritmisk skala mot omrørt skjærstyrke

For de målepunktene hvor det eksisterer data for elektrisk konduktivitet, så kan det ses en sammenheng mellom konduktivitet og omrørt skjærstyrke (Figur 36). Konduktiviteten stiger som forventet med stigende omrørt skjærstyrke, hvilket stemmer bra overens med at områder hvor sensitiviteten er høy, viser lav elektrisk konduktivitet. Videre vil det også være naturlig å anta at kornfordeling, i form av høyere d_{50} vil kunne gi tillate mer vanngjennomstrømning og utvasking, derav lavere konduktivitet. En slik sammenheng kan ikke utleses i fra Figur 37. Dette kan skyldes at marin leire bunnfeller i en flokkulert struktur, i form av aggregater. Disse kan inneholde både silt og leirpartikler, og avsetningene blir ikke like diffraksjonert, som i eksempelvis et lakustrint miljø. Det fører til en lavere hydraulisk konduktivitet enn hva d_{50} skulle tilsi. For slike lave kornstørrelser vil den hydrauliske konduktiviteten uansett være meget lav, sammenlignet med for eksempel sand.



Figur 37 Konduktivitet plottet på en logaritmisk skala mot d_{50} .

Et plott som inneholder konduktivitet mot andelen av sjiktmineraler gir derimot en mer tydelig trend (Figur 38). Det ser ut til at andelen sjiktmineraler i fra bulkanalysen øker med økt konduktivitet. Et økt innhold av sjiktmineraler i leirfraksjonen vil også føre til lavere hydraulisk konduktivitet, hvilket fører til at mindre vann kan strømme gjennom leira, og utvaskingen vil ta lengre tid.



Figur 38 Konduktiviteten plottet på en logaritmisk skala mot prosentvis andel av sjiktmineraler.

5.5 Regionale sammenligninger

5.5.1 Generelt

I arbeidet med innsamling av prøver, så har den geografiske spredningen av data blitt vektlagt. Prøveutvalget har blitt begrenset av antall tilgjengelige byggeprosjekt med påviste sensitive leirer. Ved hjelp av et stort nettverk og godt samarbeid, så har man kunnet samle inn et tilfredsstillende prøveantall, hvor alle regioner er representert (Tabell 11).

Det prosentvise mineralinnholdet for hver region har blitt funnet ved å regne ut gjennomsnittlig mineralinnhold for hver lokalitet. Ved lokalitetene som er representert ved flere prøver enn en, så har det blitt funnet et gjennomsnitt av disse. Videre har mineralinnholdet for lokalitetene i hver region blitt slått sammen, og et gjennomsnitt har så blitt regnet ut for hver region i sin helhet. Prosentvis innhold av illitt og kloritt funnet ved analyse av leirfraksjonen har blitt normalisert til innholdet av tilsvarende mineral i fra bulkanalysene.

Tabell 11 Oversikt over prøvelokaliteter

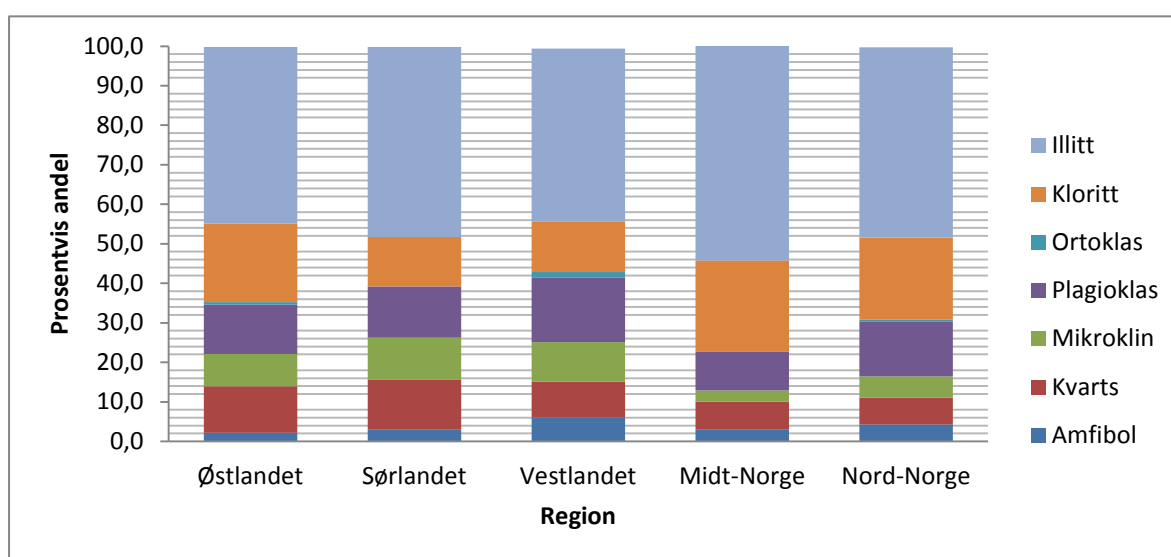
Landsdel	Lokalitet	Antall prøver
Østlandet	RV23 Bjørnstad Dagslett	4
	E18 Ørje - Vinterbro	1
	FV 208 Vallaveien Åby	1
	FV 35 Jutebrua	1
	FV 359 Kleppe Bru	2
	FV 450 Kløfta	3
	Rakkestad Kommune	2
	Solbergkrysset, Ås	8
	Trømborg	2
Sørlandet	E18 Rugtvedt - Dørdal	1
	E39 Rosseland	4
	FV 715 Olsøy - Keiserås	1
	Utenlandsterminal Kristiansand	1
Vestlandet	RV 509, Kryss Sømmevågen Vest	1
	E39 Kviltorp Årø	2
	E6 Åkvik - Mjåvatn	2
	Eidsvågen	3
	Vangstunneln	1
Midt-Norge	Dragvoll	4
	E6 Klett Sentervegen	2
	Esp, Byneset	4
	FV 530 Ånes Bru	1
	Karivollen	2
	Lade	1
	Leira	17
Nord-Norge	Brattåsen - Lien	1
	Bossekop Alta	3
	E6 Stotsmyra - Åkvika	3
	Forvik Fergekai	4
	Furubakken Alta	1
	FV854 Rundhaug - Olsborg	10
	Rafsbotn Alta	1

Det er relativt store variasjoner i mineralinnholdet mellom de ulike lokalitetene, innenfor hver av regionene (Tabell 12). Det har likevel blitt utarbeidet en samlet oversikt over gjennomsnittlig mineralinnhold for hver av regionene (Figur 39). Resultatene i fra bulk- og leiranalysen vises også som en regioninndeling i Figur 28 og Figur 32. Ut i fra disse figurene, så kan det ses at Sør- og Vestlandet skiller seg klart ut i fra de resterende regionene med et

lavere klorittinnhold enn de andre regionene. Vestlandet har også høyere innhold av amfiboler. Midt-Norge har klart høyest innhold av sjiktminerale, i form av illitt og kloritt.

Tabell 12 Variasjonen i mineralinnhold mellom de ulike lokalitetene, innenfor hver av regionene

Region	Kloritt (%)	Illitt (%)	Amfibol (%)	Kvarts (%)	Mikroclin(%)	Plagioklas(%)
Østlandet	6,8 – 31,0	15,8 - 61,6	1,0 - 4,6	7,4 - 41,4	2,6 - 19,2	7,8 - 33,9
Sørlandet	5,9 - 20,9	39,6 -59,6	2,0 - 4,6	4,2 - 27,5	3,5 - 19,0	9,0 - 20,8
Vestlandet	2,9 - 28,1	27,0 - 56,9	1,3 - 10,5	4,7 - 19,6	1,7 - 10,3	8,0 - 21,9
Midt-Norge	11,0 - 34,0	37,0 - 67,0	1,2 - 10,4	4,0 - 18,1	1,7 - 8,6	1,5 - 25,3
Nord-Norge	11,0 - 50,3	31,4 - 63,9	1,4 - 10,4	2,9 - 12,2	1,1-16,7	5,6 - 25,3



Figur 39 Gjennomsnittlig mineralinnhold for de ulike regionene.

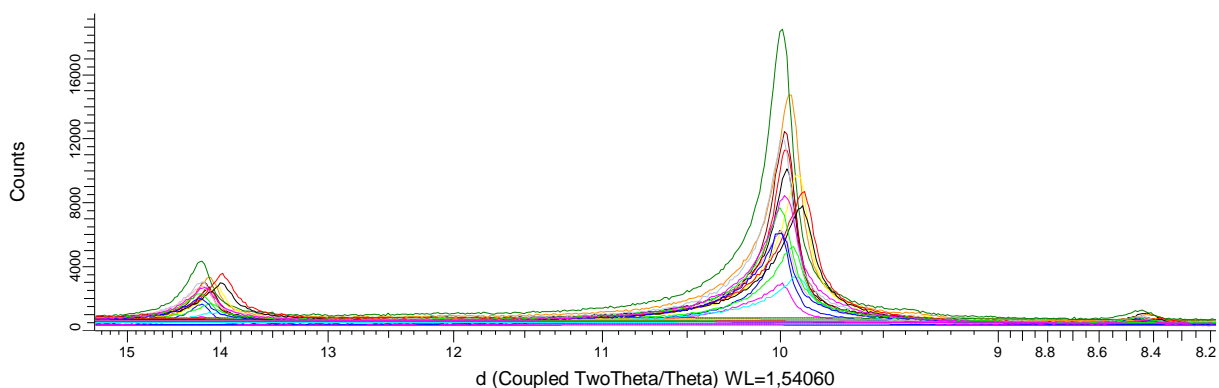
I delkapittel 5.3 ble det gitt en kort diskusjon vedrørende kornfordeling og prosentvis innhold av sjiktminerale. I samsvar med denne diskusjonen, så har det heller ikke blitt funnet noen tydelig sammenheng mellom prosentvis andel sjiktmineral og prosentvis andel av leirfraksjonen. Mineralogien viser at Midt-Norge har størst andel sjiktmineral, Vestlandet lavest. Hva kornfordelingen angår, så har Sørlandet mest finkornete sensitive leirer, mens sensitive leirer på Vestlandet har lavest andel leirfraksjon.

5.5.2 Smektitt

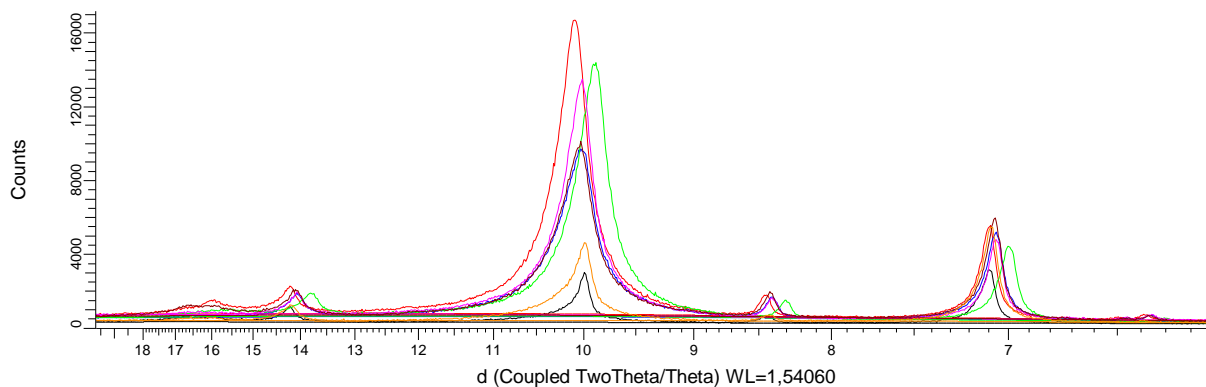
Innledningsvis i denne oppgaven ble det nevnt at flere forfattere, deriblant Rosenqvist (1968), Gillott (1979) og Locat et al. (1984), mener at et typisk trekk ved norske sensitive leirer er at innholdet av smektitt er meget lavt eller fraværende. Flere av prøvene i denne undersøkelsen viste tydelige spor av smektitt, uten at verdiene oversteg deteksjonsgrensen. De store

usikkerhetene ved semi – kvantitativ analyse tatt i betraktning, så har det blitt funnet mer konstruktivt å sammenligne de ulike regionenes diffraktogram, med hensyn til forekomsten av smektitt, fremfor mengden (< 2 %). Smektitt vises i diffraktogrammet ved en ekspansjon av 14 Å toppen til ca 16 Å ved tilsetning av etylenglykol (Figur 30).

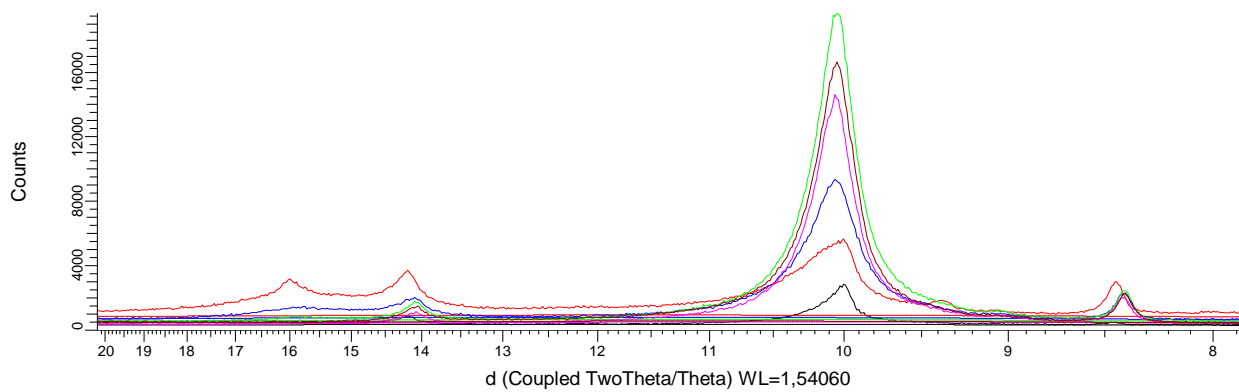
Ved å legge til etylenglykol-prøvene for samtlige lokaliteter per region, så har det blitt gjort noen interessante funn (Figur 40 til og med Figur 44).



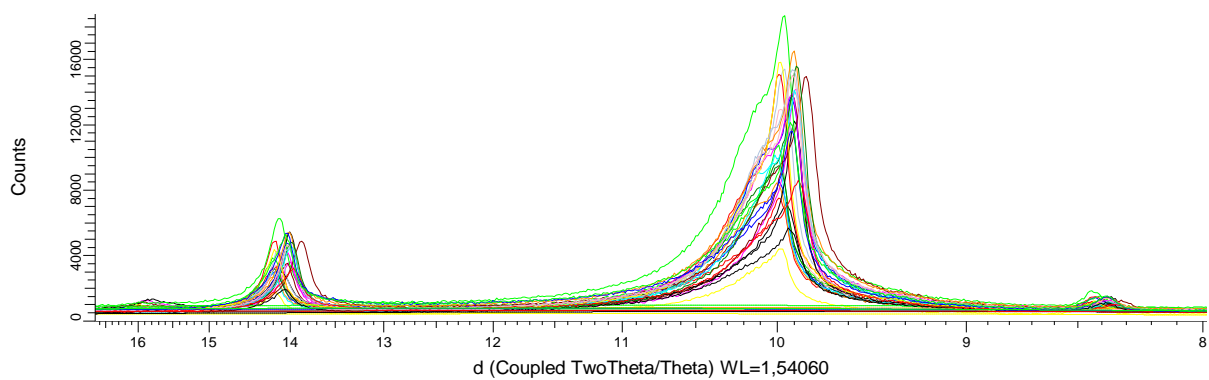
Figur 40 Samlet oversikt over alle diffraktogrammene for Østlandet. Prøvene er hentet i fra leirfraksjonen og behandlet med etylenglykol.



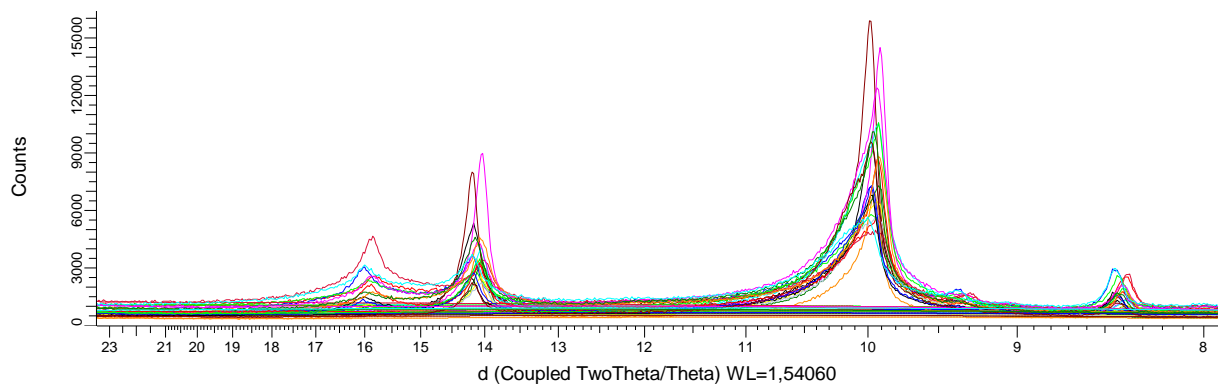
Figur 41 Samlet oversikt over alle diffraktogrammene for Sørlandet. Prøvene er hentet i fra leirfraksjonen og behandlet med etylenglykol.



Figur 42 Samlet oversikt med diffraktogrammene fra Vestlandet. Prøvene er hentet i fra leirfraksjonen og behandlet med etylenglykol.



Figur 43 Samlet oversikt med diffraktogrammene fra Midt-Norge. Prøvene er hentet i fra leirfraksjonen og behandlet med etylenglykol.



Figur 44 Samlet oversikt med diffraktogrammene fra Nord-Norge. Prøvene er hentet i fra leirfraksjonen og behandlet med etylenglykol.

I diffraktogrammet med sensitive leirer fra Østlandet (Figur 40) er det kun små tegn til spor av smektitt. Innholdet av kloritt og illitt er noe varierende, men illitt dominerer i samtlige prøver. Sørlandet har tydeligere topper for amfibol og kloritt, men illitt er dominerende også her (Figur 41). Sørlandet har noe tydeligere tegn på smektitt enn Østlandet, men det dreier seg om lave verdier. Vestlandet viser tydelige tegn på smektitt i en prøve (Figur 42), men i de resterende prøvene er innholdet lavt. Midt-Norge har også et lavt innhold av smektitt, men her skiller toppene ved 10Å seg noe fra de andre regionene, da en betydelig andel av dem viser tegn til to topper (Figur 43).

Nord-Norge er den regionen som skiller seg tydeligst ut i fra de andre regionene (Figur 44). Her viser en overvekt av prøvene klare tegn på tilstedeværelse av smektitt. Den største toppen tilhører prøvenummer 98 i fra Rafsbotn (Alta), toppen er illustrert ved Figur 30, innledningsvis i dette kapittelet.

Nedbrytning av kalifeltspat kan være en opprinnelse til smektitt. Sjøktmineraler som illitt og kloritt trekker til seg ørsmå vannpartikler ved overflaten, på grunn av den negative overflateladningen. Smektittene kan derimot trekke vannet helt inn i krystallstrukturen, slik at de sveller. Det resulterer i at mineralstrukturen får et enormt spesifikt overflateareal (1 m^3 smektitt har et spesifikt overflateareal på ca 1000 km^2). Forvitringen til smektitt styres blant annet av temperatur og mengden vann som strømmer gjennom sedimentet (Jahren 2000).

5.6 Dybdeprofiler

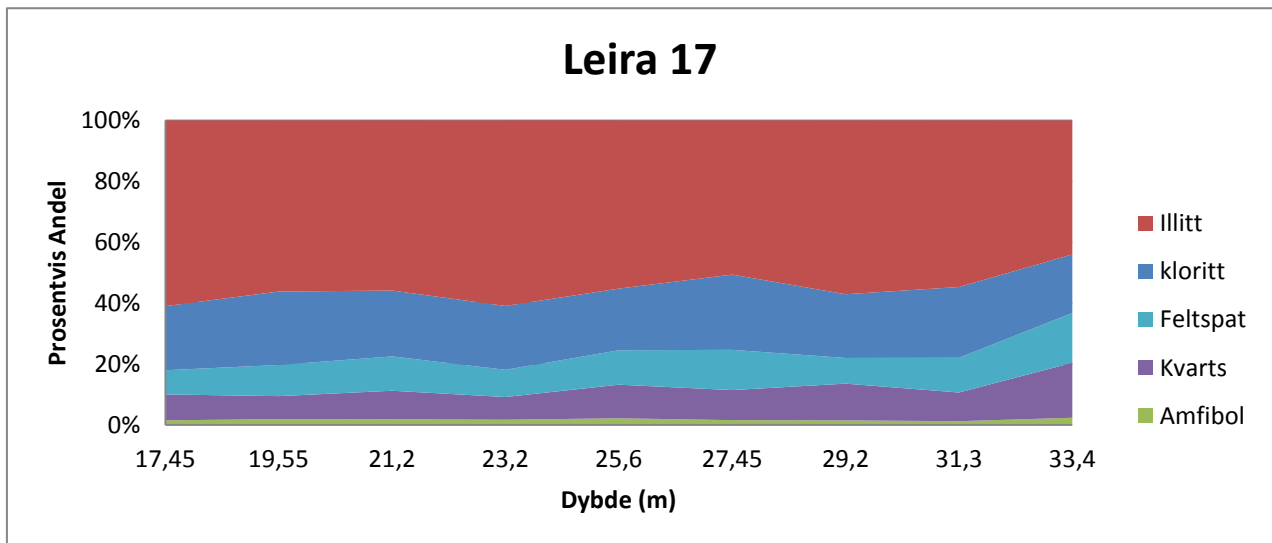
Sammenligninger av sensitive leirers mineralinnhold, og dens tilhørende geotekniske parametere er mest hensiktsmessig å utføre på utvalgte profiler. Ved å sammenligne profiler sikrer man mer konsistente data, ved at den enkelte prøve har samme prøvetaker og laboratorium. Utvelgelsen av profiler har blitt gjort med vektlegging på antall prøver, dybde, region og prøvetaker. Midt-Norge og Nord-Norge er representert ved profiler. En kort oppsummering av de profiler som har blitt valgt ut gis i Tabell 13.

Tabell 13 Kort oppsummering av data for de to profilene.

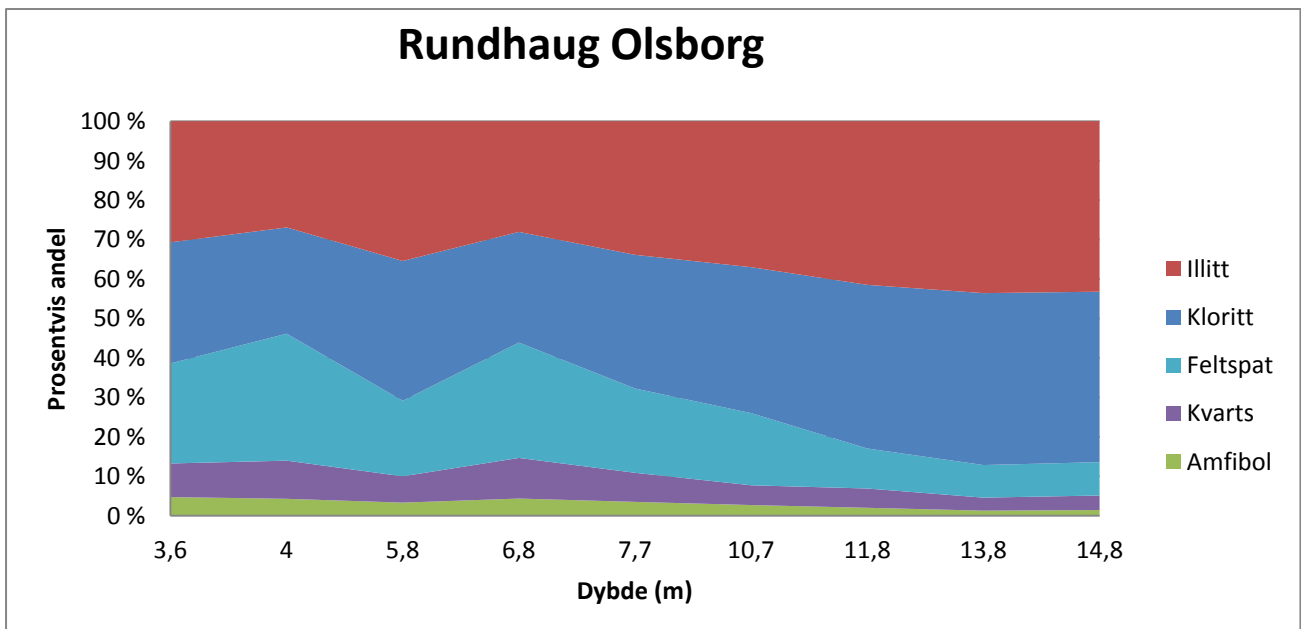
Lokalitet	Antall prøver	Dybde (m)	Region
Leira, Hull Le 17	9	14,4 - 33,4	Trøndelag
Fv 854 Rundhaug-Olsborg	9	3,6 - 14,8	Nord-Norge

5.6.1 Mineralogi

De to lokalitetene har en mineralogisk sammensetning som gjenspeiler den typiske sammensetningen i datasettet (Figur 45 og Figur 46). Illitt er dominerende for dem begge, men Rundhaug Olsborg skiller seg ut med et lavt kvartsinnhold og et noe høyere innhold av kloritt og feltspat. Det er små variasjoner med dybden, sett bort i fra en liten nedgang i andelen feltspat for Rundhaug Olsborg.



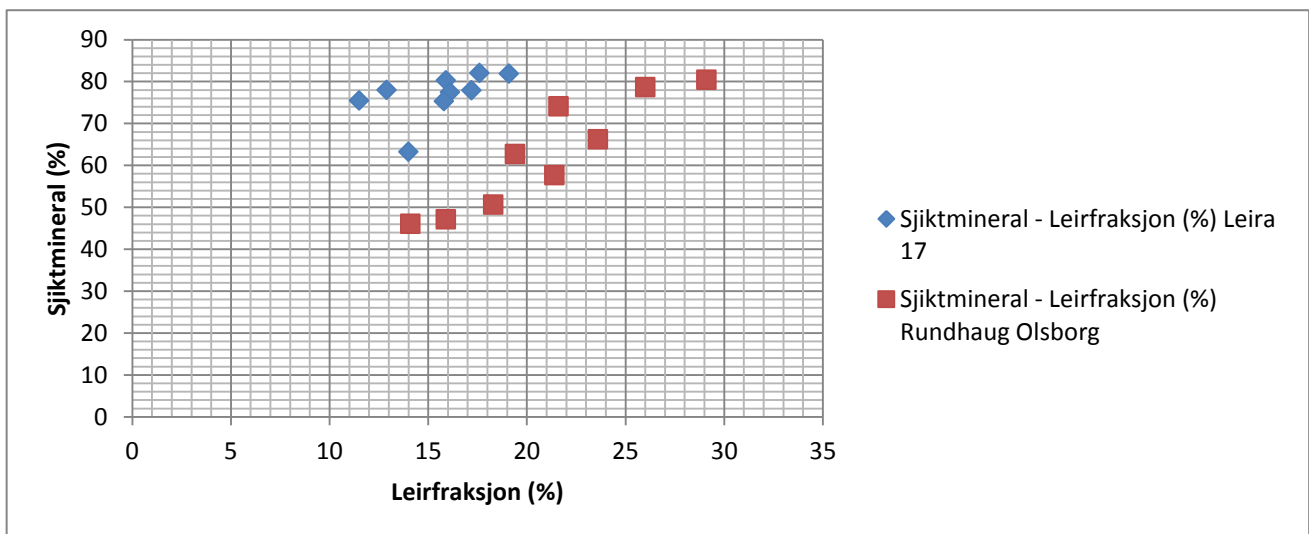
Figur 45 Mineralinnholdet for Leira 17.



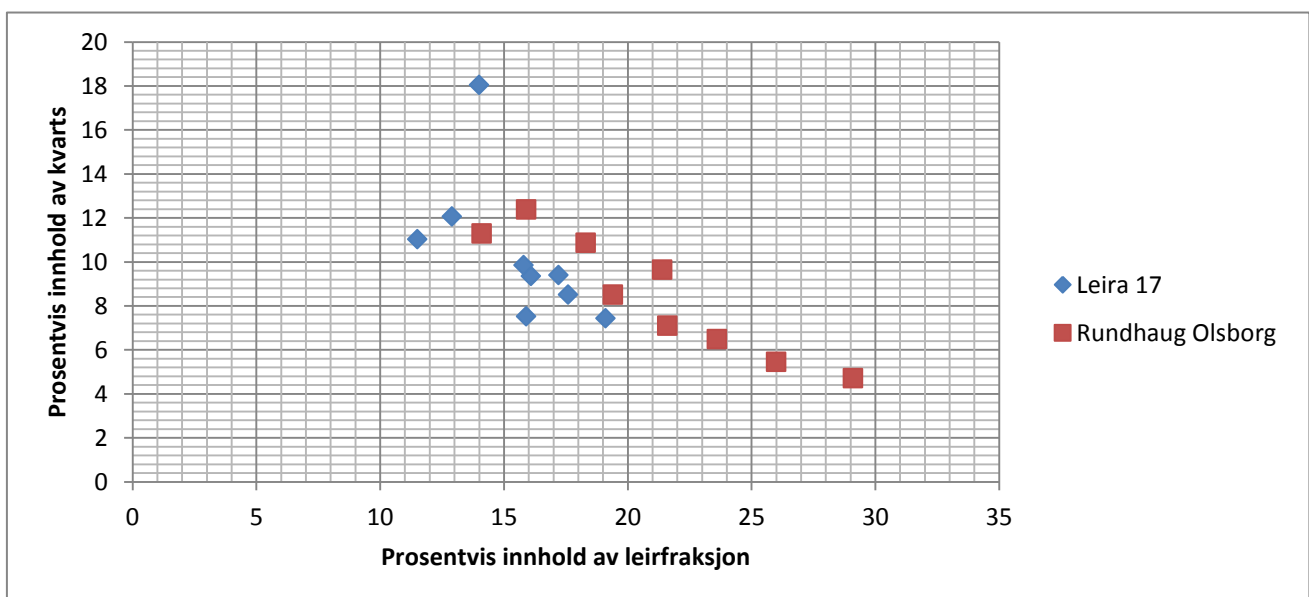
Figur 46 Mineralinnholdet for Rundhaug Olsborg.

5.6.2 Kornfordeling

Ved tidligere sammenligninger av kornfordeling og prosentvis andel sjiktmineraler ved semi-kvantitativ bulkanalyse, så har det eksistert stor spredning i datasettet. Ved å sortere dataene etter profiler, for så å gjøre nye sammenligninger av andelen sjiktmineral mot leirfraksjonen, så har det blitt funnet en bedre overenstemmelse i datasettene (Figur 47). Andelen sjiktmineral ser ut til å øke med andelen leirmineral, hvilket kan ses som en kvalitetssikring for de mineralogiske undersøkelser som har blitt utført, samt de data som ligger til grunn for videre undersøkelser i dette kapittelet.



Figur 47 Andelen sjiktmineral mot andelen leirfraksjon i fra kornfordelingsanalysen.

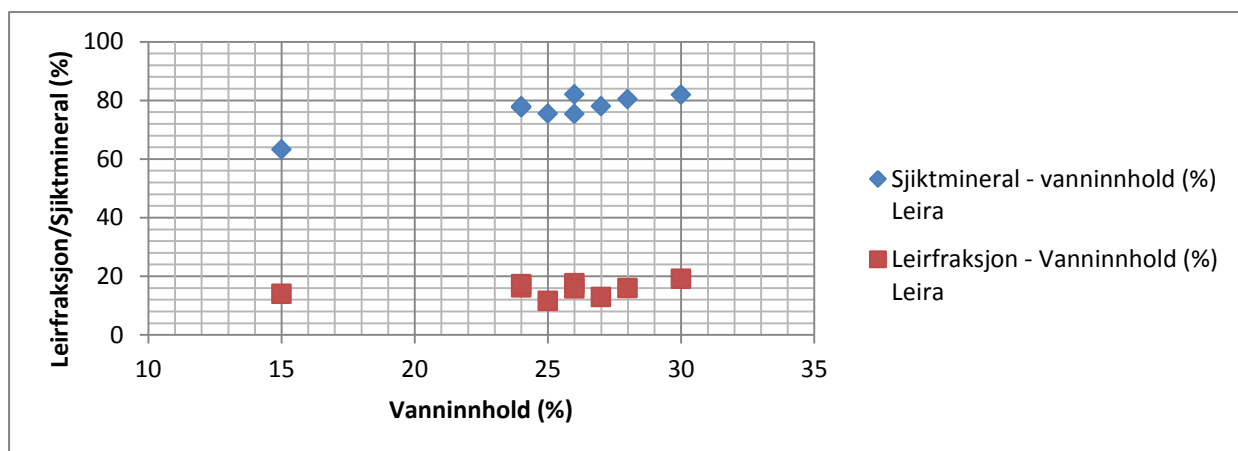


Figur 48 Prosentvis innhold av kvarts mot prosentvis innhold av leirfraksjon.

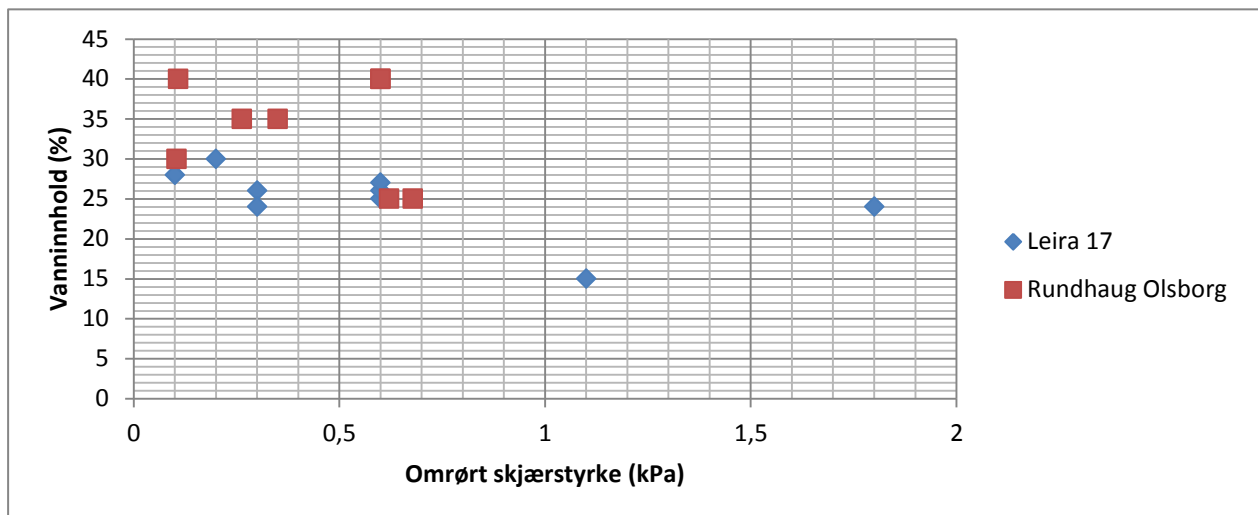
Det er noe spredning i dataene for Leira 17, mens den lineære økningen fremstår mer tydelig for Rundhaug – Olsborg. Det er derfor konstruktivt å undersøke om mineralogien i de utvalgte prøvene har innflytelse på kornfordelingen. Ved å plote innholdet av kvarts mot leirfraksjonen for de ulike prøvene, så vises det tydelig at innholdet av kvarts minker med økende andel leirfraksjon (Figur 48). Det er som forventet, da kvarts er et ikke-sjiktmineral, som typisk forekommer i kornstørrelser over leirfraksjonen. Man kan derfor også konkludere med at mineralogien er en viktig variabel for kornfordelingen ved de to ulike lokalitetene.

5.6.3 Vanninnhold

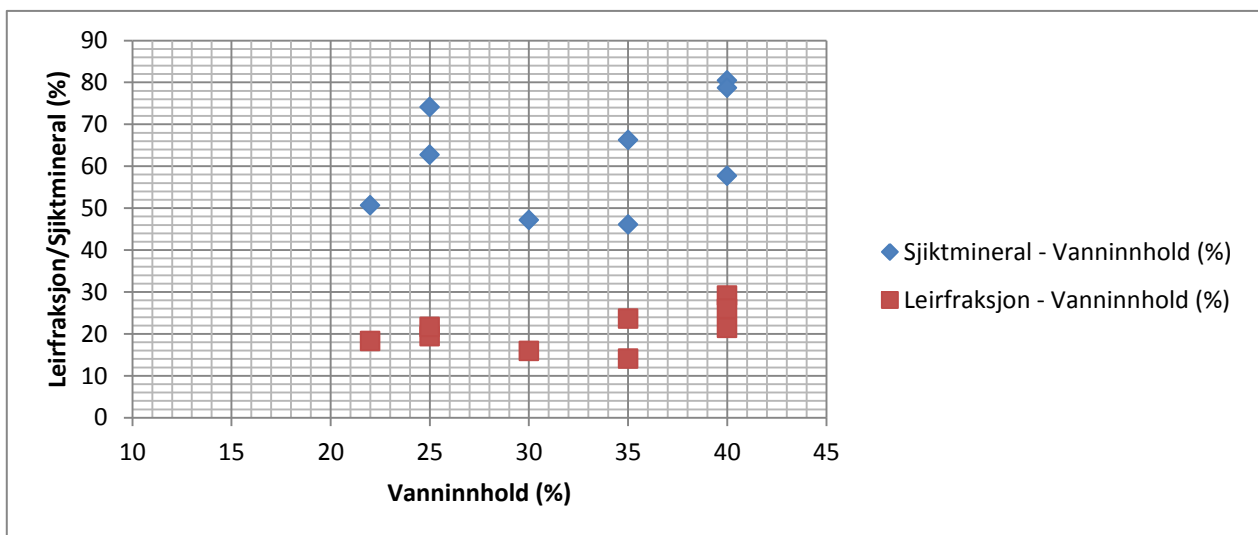
Jo større andel leirfraksjon i prøvene, desto mer spesifikt overflateareal er tilgjengelig for tiltrekking av vann. Det tillater et høyere vanninnhold. Dette gjenspeiles også for prøvematerialet brukt i denne sammenligningen, hvor vanninnholdet stiger med økende andel leirfraksjon og sjiktmineral for Leira og Rundhaug – Olsborg (Figur 49 og Figur 51). Videre kan det ses i fra figurene at prøvene inneholder en større andel sjiktmineral enn hva leirfraksjonen tilsier. Det er vanskelig å avgjøre hvor vidt det er andelen sjiktmineral eller kornfordelingen som har størst innflytelse på vanninnholdet, men det kan i alle fall utleses at andelen vanninnholdet øker med både økt andel sjiktmineraler og prosentvis andel leirfraksjon. Vanninnholdet har også blitt plottet mot omrørt skjærstyrke (Figur 50). Det som en kvalitetssjekk, da omrørt skjærstyrke minker ved økende vanninnhold, hvilket også kan ses i fra figuren, om enn noe utydelig. Dette skyldes mest sannsynlig mangelfull data for vanninnhold i fra prøvetaker.



Figur 49 Vanninnhold mot andelen sjiktmineral og prosentvis andel leirfraksjon for Leira 17.



Figur 50 Vanninnhold mot omrørt skjærstyrke.



Figur 51 Andelen leirfraksjon og sjiktmineral mot vanninnhold for Rundhaug Olsborg.

5.6.4 Plastisitetsindeks

Plastisitetsindeksen (I_p) er et mål for hvor hurtig leira responderer på endringer i vanninnholdet. Parameteren er en del av standardundersøkelsene ved geotekniske laboratorium, men de gis kun for de dybder som oppdragsgiver angir. Det innebærer at samtlige lokaliteter mangler fullstendig oversikt over plastisitetsindeksen ved de dybder som har blitt brukt her. I de tilfeller hvor I_p har vært tilgjengelig inntil en meter i fra dybden hvor prøvematerialet har blitt hentet ut, har denne verdien blitt tatt i bruk. Hovedargumentet for en slik interpolering av I_p , er de relativt få variasjonene i mineralinnholdet innenfor hver prøve.

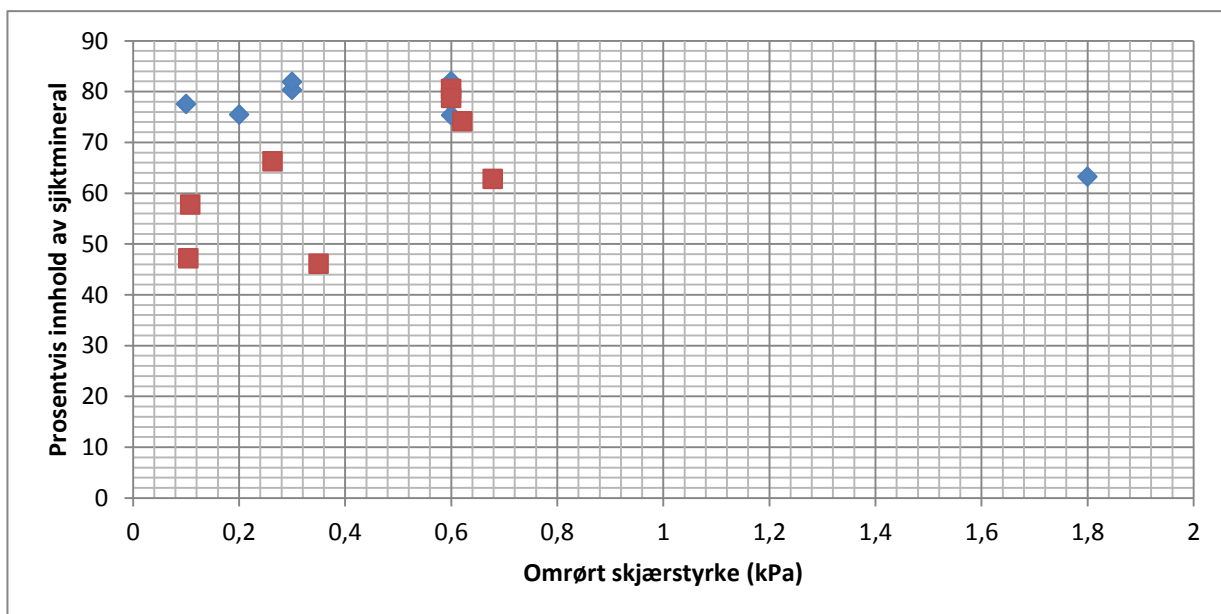
Det har ikke blitt funnet noen korrelasjon mellom mineralinnhold og I_p . Det skyldes mest sannsynlig mangelfullt datagrunnlag i form hvilket har ført til interpoleringen av I_p , samt

unøyaktig avlesning. Det skal også nevnes at datagrunnlaget er hentet i fra to ulike lokaliteter og laboratorier. Et forbedringsforslag i avlesningen av I_p vil være å benytte seg av rådata i fra lab-analysene, fremfor data som er hentet ut i fra Labsys, som i denne undersøkelsen. Da ville man hatt tilgang til dataene i form av sifre, og en interpolering mot x-aksen ville ikke vært nødvendig.

5.6.5 Omrørt skjærstyrke

Sensitiviteten er et uttrykk som har blitt mye brukt for leiras styrkeegenskaper. I denne oppgaven har det blitt valgt å fokusere på omrørt skjærstyrke fremfor sensitivitet. Dette fordi sensitiviteten utgjøres av forholdet mellom intakt og omrørt skjærstyrke, hvilket innebærer at den er et resultat av to variabler. Den intakte skjærstyrken er også mer varierende, da vekten av overliggende materiale inngår som en variabel i dens styrkeegenskaper.

Ved å plote prosentvis innhold av sjiktmineral mot lokalitetenes omrørte skjærstyrke, så kan man se av Rundhaug – Olsborg at det ved lave omrørte skjærstyrker er et noe lavere innhold av sjiktmineral (Figur 52). Den samme trenden vises ikke like godt for Leira 17. Dette kan skyldes at en prøve fra Leira 17 har relativt høy skjærstyrke (1,8 kPa) og lav sensitivitet ved



Figur 52 Prosentvis innhold av sjiktmineral mot omrørt skjærstyrke for Rundhaug Olsborg (rød) og Leira (blå).

31 meter. For Rundhaug – Olsborg ses denne trenden best ved plotting av omrørt skjærstyrke mot sjiktmineral, mens en plotting av omrørt skjærstyrke mot leirfraksjonen kun vises som en relativt rett linje. De ulike mineralene ble også plottet individuelt mot omrørt skjærstyrke for

hver av profilene. Disse plottene viser ingen sammenhenger mellom de to ulike profilene, snarere tvert i mot. Ingen av plottene er i samsvar med hverandre, i form av stigende eller synkende trender i mineralinnhold mot økende skjærstyrke.

5.6.6 Oppsummering

Ved å plote tilgjengelig data inndelt i profiler, så har det blitt funnet en bedre overenstemmelse av dataene hva kornfordeling og mineralogi angår. Ved å plote andelen sjiktmineral og leirfraksjon mot vanninnhold, så ser man som forventet en økende trend. Det er vanskelig å avgjøre om leirfraksjonen eller andelen sjiktmineral har høyest innflytelse på vanninnholdet. Teorien om negativt ladde leirpartikler tatt i betraktning, så burde sjiktmineralinnholdet ha størst innflytelse. Men kornfordelingen mot innholdet av sjiktmineraler tatt i betraktning, så eksisterer det neppe sjiktmineraler i fraksjoner over $2\mu\text{m}$. Plastisitetsindeksen gir dårlig korrelasjon med både kornfordeling og mineralinnhold, hvilket kan skyldes unøyaktige data for I_p .

Omrørt skjærstyrke har blitt plottet mot både kornfordeling, prosentandel sjiktmineral og de ulike mineralene hver for seg. Det har ikke blitt funnet noen korreleringer mellom mineralinnhold og omrørt skjærstyrke, annet enn antydninger til en økende trend for dataene i fra Rundhaug – Olsborg, som vist i Figur 52. Det kan se ut til at denne trenden er tydeligst for lave skjærstyrker.

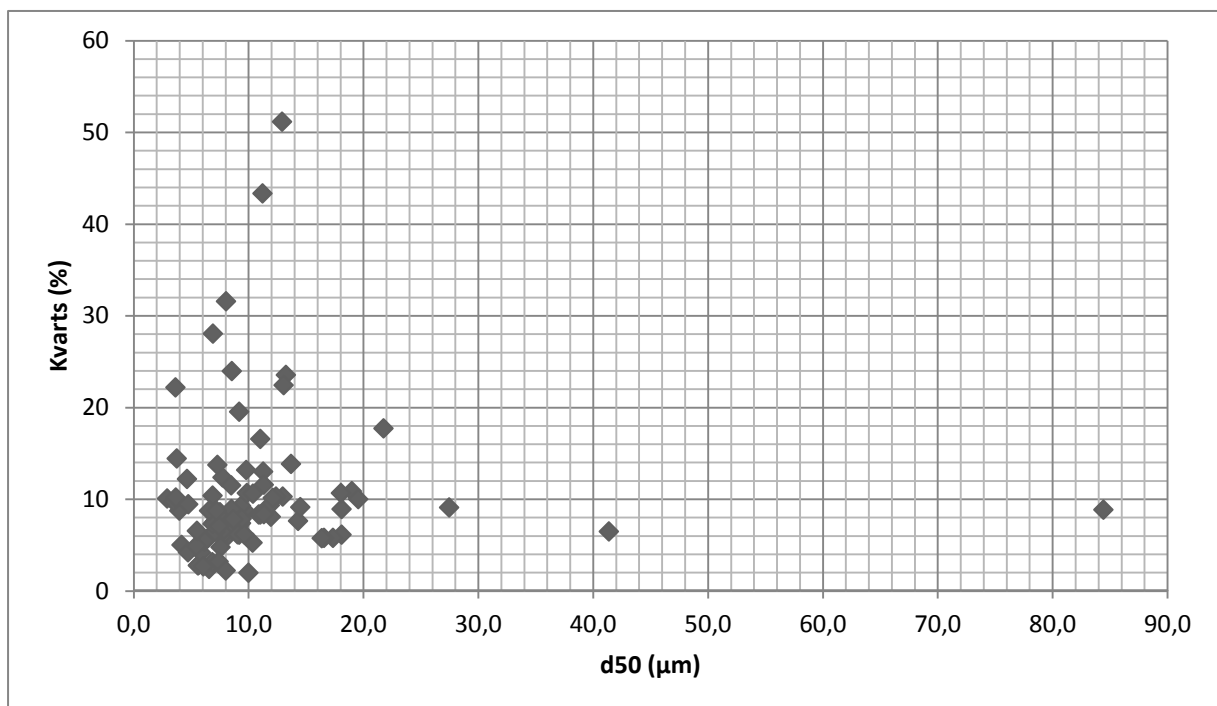
5.7 Mineralogi mot geotekniske data totalt

Sammenligningene for de utvalgte profilene har blitt videreført ved å utføre dem på hele datasettet. Det sikrer et større datagrunnlag, samtidig blir flere feilkilder inkludert i analysen. Deriblant ulike metoder for opptak av prøver, ulike laboratorier og lokale ulikheter, eksempelvis i form av dybdeforskjeller. I tillegg har man interpoleringen av I_p og visse mangelfulle opplysninger vedrørende vanninnhold og omrørt skjærstyrke. Til sammen utgjør disse en rekke faktorer som kan forklare noe av den spredningen man ser i datasettene.

5.7.1 Kornfordeling

Det har tidligere i dette kapittelet blitt vist at det råder liten sammenheng mellom kornfordeling i form av prosentvis andel sjiktmineraler mot leirfraksjonen, hva hele

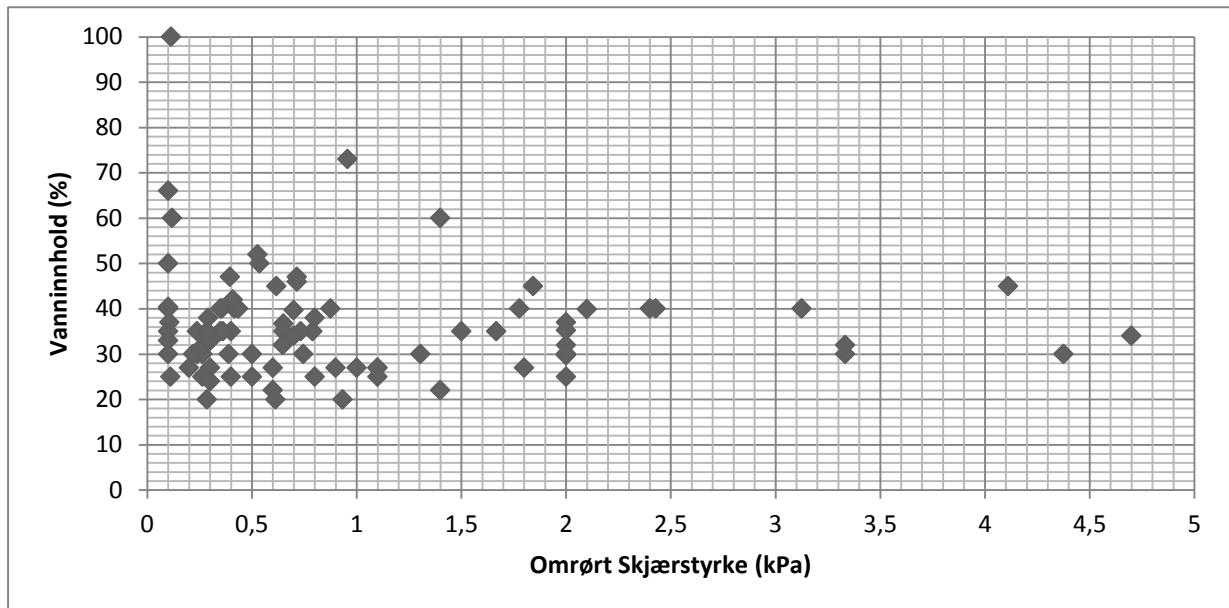
prøvesettet angår. I sammenligningene utført ved hjelp av data fra profilene derimot, så er det en tilnærmet lineær stigning mellom kornfordeling i form av leirfraksjonen og andelen sjiktmineral. Det ble også demonstrert at andelen kvarts synker med synkende andel leirfraksjon i profilene. En slik sammenheng blir ikke funnet ved å plote kvartsinnholdet mot leirfraksjonen for hele datasettet. Hva hele datasettet angår, så gir det en bedre korrelasjon mellom kvartsinnhold og d50, også vist innledningsvis (Figur 53). Dette kan tyde på at kvarts eksisterer i form av partikkelstørrelser under $2\mu\text{m}$ i det totale datasettet, men at innholdet av kvarts i de undersøkte profilene konsentreres til fraksjoner over $2\mu\text{m}$.



Figur 53 Prosentvis innhold av kvarts mot d50 for hele datasettet.

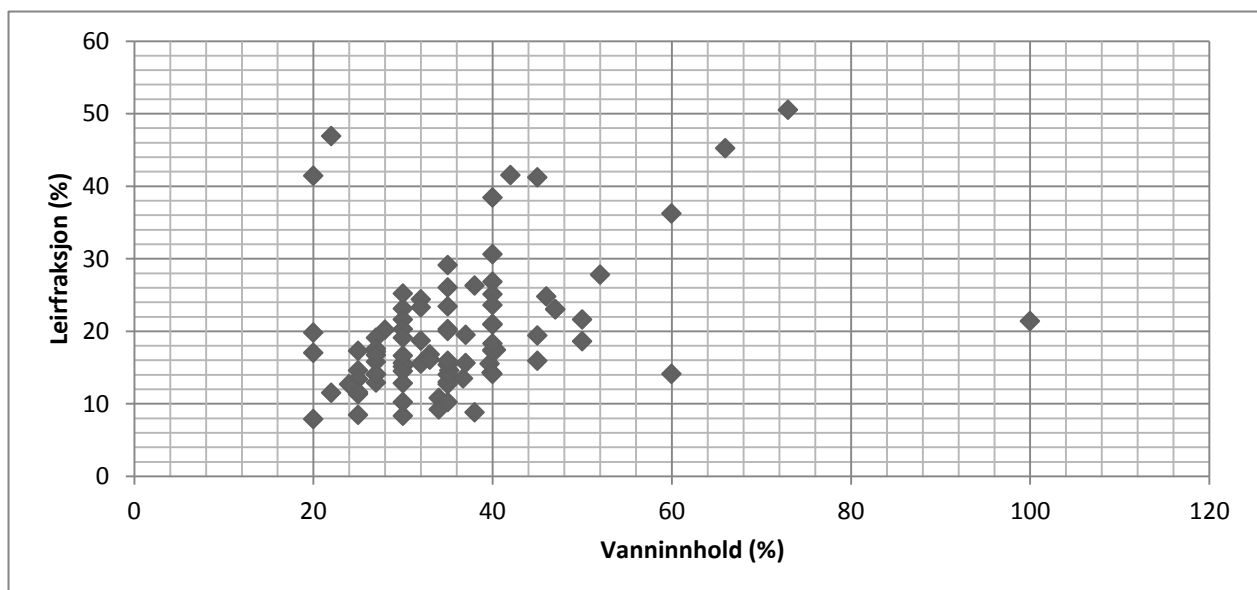
5.7.2 Vanninnhold

Først har vanninnholdet blitt plottet for omrørt skjærstyrke (Figur 54), slik at man får et inntrykk av de geotekniske dataenes overenstemmelse og kvalitet. Omrørt skjærstyrke synker med økende vanninnhold. Det kan også ses for dette datasettet, på tross av spredning i data, og høy konsentrasjon av punkt i området for lav skjærstyrke. Punktet for vanninnhold tilsvarende 100% anses som feilaktig.



Figur 54 Vanninnholdet mot omrørt skjærstyrke for samtlige prøver i datasettet.

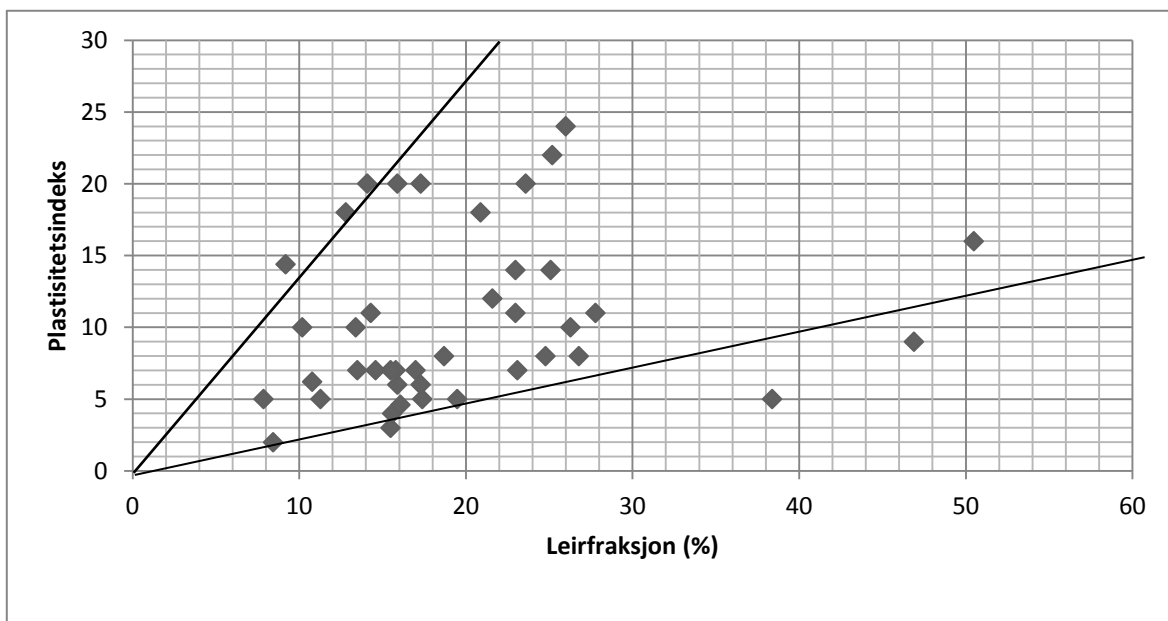
For dybdeprofilene ble det funnet en viss relasjon mellom vanninnhold, andelen sjiktmineraler og leirfraksjonen. Ut i fra Figur 55 kan det ses et lignende forhold for leirfraksjonen. Det samme forholdet uteblir for vanninnholdet plottet mot andelen sjiktmineraler.



Figur 55 Prosentvis andel i leirfraksjonen mot vanninnholdet for samtlige prøver i datasettet.

5.7.3 Aktivitet

Undersøker av leirfraksjonen og andelen sjiktmineral mot plastisitetsindeksen for dybdeprofilene viste ingen trend, som diskutert i kapittel 5.6.4. Ved å plotte samtlige data som foreligger for I_p mot prosentvis andel leirfraksjon så kan det derimot sees en svak stigende trend (Figur 56). Aktiviteten for hele datasettet, ved bruk av de I_p som foreligger, varierer i fra 0,13 – 1,57 med et gjennomsnitt på 0,58, hvilket stemmer overens med Skempton (1953), hvor han oppgir at marine leirer typisk har en aktivitet under 0,5. Plastisitetsindeksen viser en variasjon i fra 3 – 32, men den er for øvrig lav for de fleste av prøvene. Det indikerer, som forventet, at leira ved en liten økning i vanninnholdet vil overgå fra plastisk til flytende. Dette stemmer overens med teorien om at en opprettholdelse av en åpen struktur i leira ved flokkulering gir rom for et høyt vanninnhold. Vanninnholdet varierer for øvrig i fra 20 – 66 %.



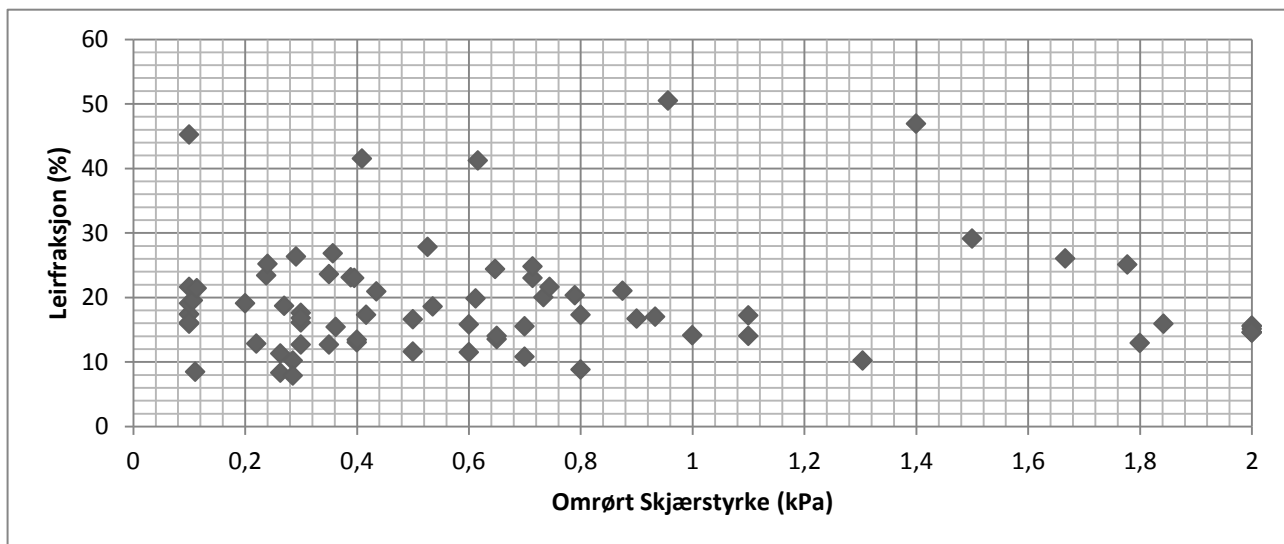
Figur 56 Plastisitetsindeks mot leirfraksjonen for hele datasettet, hvilket utgjør leiras aktivitet.

På tross av at spredningen i data er store, så er det interessant å se at de ulike leirenes aktivitet dekker et tilsvarende område som Skempton (1953) beskriver i sine undersøkelser, gjengitt i Figur 8. Dette illustreres ved hjelp av Figur 56, hvor nedre linje tilsvarer en aktivitet på 0,42, og den øvre linjen en aktivitet på 1,33, hvilket motsvarer henholdsvis Horten- og Shelhaven – leira i Skempton (1953) og Figur 8.

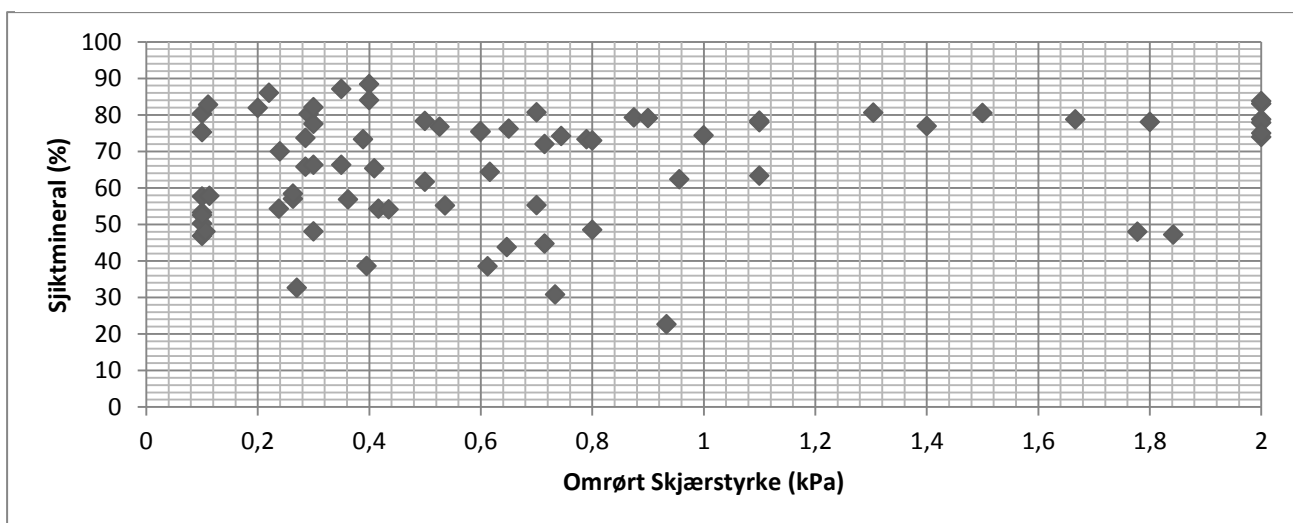
5.7.4 Omrørt skjærstyrke

Det ser ut til at det råder en viss relasjon mellom omrørt skjærstyrke og andelen sjiktmineral i de to dybdeprofilene. En lignende relasjon blir ikke funnet for hele datasettet, illustrert ved Figur 58. Ut i fra Figur 57 kan det heller ikke utleses noen relasjon mellom prosentvis andel leirfraksjon og omrørt skjærstyrke. I disse sammenligningene har kun lokalitetene med omrørt skjærstyrke under 2 kPa blitt inkludert, da de få lokalitetene med skjærstyrker over dette representerer ikke-sensitive leirer.

Figur 57 og Figur 58 viser også at analysen gir et høyere innhold av sjiktmineraler enn hva leirfraksjonen tilsier. Dette er typisk for alle prøvene i datasettet. Innholdet av sjiktmineraler er funnet ved hjelp av bulkanalyse, mens leirfraksjonen stammer fra kornfordelingsanalysen, de avvikende verdiene kan være et resultat av de to ulike metodene som benyttes.



Figur 57 Leirfraksjonen mot omrørt skjærstyrke for hele datasettet.



Figur 58 Andelen sjiktmineral mot omrørt skjærstyrke for hele datasettet.

6 Konklusjon

Dette studiet er utført på oppdrag av etatsprogrammet NIFS, med det formål å undersøke norske sensitive leirers mineralogiske sammensetning. Arbeidshypotesen har vært at det mineralogiske innholdet i de sensitive leirene kan ha en innvirkning på deres sensitivitet gjennom faktorer som omrørt skjærstyrke og plastisitetsindeks (I_p), hvilket har vært bakgrunnen for at NIFS ønsket å utføre arbeidet. Samtidig har det hele tiden vært åpenhet for at mineralogien sannsynligvis ikke har like stor innvirkning som porevannkjemien. Det har likevel blitt undersøkt hvorvidt mineralogien har en innflytelse på de metodiske usikkerhetene som råder i CPTU-målinger og ved beregninger av sidefriksjon. Dette har blitt utført ved å sammenligne den mineralogiske sammensetningen for datasettet, mot de geotekniske opplysningene som har blitt oppgitt av prøvetaker.

Datagrunnlaget på nærmere hundre prøver har gitt en god innsikt i norske sensitive leirers mineralogiske sammensetning på regional basis. Mineralinnholdet er funnet å være ganske ensartet og dominert av illitt, kloritt, kvarts, amfibol og feltspat. Illitt og kloritt dominerer i samtlige prøver, for både bulk og leirfraksjonen. Det svarte til forventningene, da dette gjenspeiler den mineralogiske sammensetningen som er vanlig for norske leirer. 24 av prøvene viste tydelig et innhold av smektitt. Dette er et interessant funn, fordi hovedvekten av prøvene med et innhold av smektitt er konsentrert til Nord-Norge. Det foreslås at smektittinnholdet kan være et resultat av større innslag av vitringsmateriale.

For å avdekke ytterligere regionale forskjeller, ble de semi-kvantitative analyseresultatene inndelt i fem regioner og sammenlignet på tvers av regionene. Ut i fra disse sammenligningene kan det se ut til at majoriteten av prøvene med to topper ved 10 Å er konsentrert i Midt-Norge. Analysene viste også at Sør- og Vest-Norge har et lavere innhold av kloritt, enn hva de resterende regionene har. Det ble ikke funnet tegn til at dette lave klorittinnholdet hadde innvirkning på noen av leiras undersøkte geotekniske egenskaper.

De geotekniske sammenligningene ble først utført for to dybdeprofiler fra henholdsvis Leira (Midt-Norge) og Rundhaug Olsborg (Nord-Norge). Dybdeprofilene viser lite variasjoner i mineralinnholdet, og det ble det funnet en god overenstemmelse mellom innhold av sjiktminerale i fra den semi-kvanitative analysen og prosentvis andel leirfraksjon i fra kornfordelingsanalysen. Andelen sjiktmineral stiger med økende prosentandel for

leirfraksjonen. Den semi-kvantitative analysen gir et høyere innhold av sjiktmineraler enn hva det prosentvise innholdet av leirfraksjonen i fra kornfordelingen tilsier. Det gjelder samtlige prøver, hvilket kan bety at det finnes sjiktmineraler også i leirfraksjonen, dersom dette ikke er et resultat av de usikkerhetsfaktorer som er forbundet med den semi-kvantitative analysen.

Vanninnholdet stiger med både økende andel leirfraksjon og økende andel sjiktmineraler. Det gjør det vanskelig å avgjøre hvilken av de to variablene som har størst innvirkning på vanninnholdet. Sistnevnte viser også sammenheng med omrørt skjærstyrke for dybdeprofilene, hvilket var forventet. Det ser ut til at den omrørte skjærstyrken er som lavest ved høyt vanninnhold. Plastisitetsindeksen (I_p) ble også plottet mot leirfraksjonen for profilene, uten at det kunne utleses noen sammenheng mellom de to.

Derfor ble I_p plottet mot leirfraksjonen for hele datasettet. Det ga et noe bedre resultat enn hva dybdeprofilene gjorde. Det kan utleses at I_p øker med økende innhold av leirfraksjonen. Plottet viser i tillegg at norske sensitive leirer har en lav aktivitet, hvilket også stemmer bra overens med Skempton (1953) og hans beskrivelser av sensitive leirer.

Samtidig viser plottet for I_p mot leirfraksjonen store variasjoner i datasettet. I dette studiet skyldes slik spredning mest sannsynlig et mangelfullt geoteknisk datasett, hvor interpolasjoner av I_p , omrørt skjærstyrke og vanninnhold har vært nødvendig. Spredningene ses best i sammenligningene som har blitt utført for hele datasettet, hvilket er et resultat av at flere usikkerhetsfaktorer blir inkludert i disse analysene, enn for dybdeprofilene.

Undersøkelser med et bedre geoteknisk datagrunnlag vil være et forbedringsforslag i det videre arbeidet. Flere analyser på dybdeprofiler vil også være å anbefale.

Marine leirer finnes i all hovedsak i sen- eller postglasiale avsetninger. Disse unge sedimentene er relativt lite forvitret, hvilket gjenspeiles i den mineralogiske sammensetningen. Den unge alderen og det kalde klimaet tatt i betraktning, så er det derfor også lite sannsynlig at spredningen av de geotekniske parameterne kan skyldes individuelle variasjoner som sementering. En videre undersøkelse av prøvene ved hjelp av elektronmikroskop vil være å anbefale, dersom man vil gjøre nærmere undersøkelser av sementeringens innvirkning på de geotekniske parameterne.

Undersøkelsene av konduktiviteten for de prøvene som Tonje Eide Helle har analysert i sitt PhD studium, viser at omrørt skjærstyrke stiger med økende elektrisk konduktivitet. Det betyr

at områder med lav skjærstyrke har et lavere elektrolyttinnhold i porevannet. Undersøkelsene viser også at den elektriske konduktiviteten synker med økende andel leirfraksjon. Dette stemmer vel overens med det faktum at stigende kornstørrelse gir en høyere hydraulisk konduktivitet, hvilket tillater mer utvasking av den marine leira. Slik utvikles en lavere omrørt skjærstyrke og dermed også en høyere sensitivitet.

Den elektriske konduktiviteten tatt i betraktning, sammen med det faktum at flere av profilene viser både sensitive- og ikke sensitive egenskaper, uten tilsvarende variasjon i mineralogien, viser klart at porevannkjemien har en større innflytelse på de geotekniske parameterne, enn hva den mineralogiske variasjonen har. Riktignok synker omrørt skjærstyrke med stigende vanninnhold. Hvorpå vanninnholdet stiger med økt prosentandel leirfraksjon, hvilket igjen til en viss grad styres av mineralogien. Allikevel ser det ikke ut til at disse faktorene har like stor innvirkning på utviklingen av sensitivitet, i form av lav omrørt skjærstyrke, som porevannkjemien har. I arbeidet med å avdekke porevannkjemiens innvirkning på geoteknisk data som I_p og omrørt skjærstyrke, så anbefales det at analysene blir basert på et bedre geoteknisk datagrunnlag, hvor flere dybdeprofiler inkluderes i undersøkelsen.

Litteraturliste

- Andersson-Sköld, Y., Torrance, J.K., Lind, B., Odén, K., Stevens, R.L. og Rankka, K. 2005. Quick clay—A case study of chemical perspective in Southwest Sweden. *Engineering Geology* 82, 107-118.
- Arora, H. og Coleman, N. 1979. The influence of electrolyte concentration on flocculation of clay suspensions. *Soil Science* 127, 134-139.
- Berry, R.W. og Jørgensen, P. 1971. Grain size, mineralogy and chemistry of a quick-clay sample from the Ullensaker slide, Norway. *Engineering Geology* 5, 75-84.
- Beuselinck, L., Govers, G., Poesen, J., Degraer, G. og Froyen, L. 1998. Grain-size analysis by laser diffractometry: comparison with the sieve-pipette method. *CATENA* 32, 193-208.
- Blott, S.J., Croft, D.J., Pye, K., Saye, S.E. og Wilson, H.E. 2004. Particle size analysis by laser diffraction. *Geological Society, London, Special Publications* 232, 63-73.
- Cabrera, J. og Smalley, I. 1973. Quickclays as products of glacial action: a new approach to their nature, geology, distribution and geotechnical properties. *Engineering Geology* 7, 115-133.
- Emdal, A., Long, M., Bihs, A., Gylland, A. og Boylan, N. 2012. Characterisation of Quick Clay at Dragvoll, Trondheim, Norway. *Geotechnical Engineering Journal of the SEAGS & AGSSEA* 43, 13.
- Gillott, J.E. 1979. Fabric, composition and properties of sensitive soils from Canada, Alaska and Norway. *Engineering Geology* 14, 24.
- Harris, W. og White, N. 2007. *Soil Science Society of America. Part 5. X-ray Diffraction Techniques for Soil Mineral Identification*. SSSA Book Series, no 5 Segoe Road, Madison 677 s.
- Hilmo, B.O. *Marine sensitive leirers mineralsammensetning, kolloidkjemi og mekaniske egenskaper* Universitetet i Trondheim, Norges tekniske høyskole 1989.
- Holtebekk, T. 2012. *Røntgendiffraksjon 2012* [nedlastet 25.02 2012].

- Jahren, S.J. 2000. *Geologi, ressurser og miljø: en populær presentasjon av geologisk forskning ved Institutt for geologi, Universitetet i Oslo*, [Oslo]: Instituttet. 240 s. s.147-150
- Karlsrud, K., Lunne, T., Kort, D.A. og Strandvik, S. 2005. CPTU Correlations for Clays *The Norwegian Geotechnical Institute* 10.
- Khaldoun, A., Moller, P., Fall, A., Wegdam, G., De Leeuw, B., Méheust, Y., Otto Fossum, J. og Bonn, D. 2009. Quick Clay and Landslides of Clayey Soils. *Physical Review Letters* 103, 188301.
- L'Heureux, J.S. og Solberg, I.L. 2012. *Uttrekning og utløpsdistanse for kvikkleireskred basert på katalog over skredhendelser i Norge*. NGU. 121 s.
- Locat, J., Lefebvre, G. og Ballivy, G. 1984. Mineralogy, chemistry, and physical properties interrelationships of some sensitive clays from Eastern Canada. *Canadian Geotechnical Journal* 21, 530-540.
- Løken, T. 1970. Recent research at the Norwegian Geotechnical Institute concerning the influence of chemical additions on quick clay. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar* 92, 14.
- McNamara, M. 1966. The relevance of clay mineralogy to geotechnical investigations in Swedish glacial clays. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 88, 3.
- Mitchell, K.J. og Soga, K. 2005. *Fundamentals of Soil Behaviour*. Redigert av sons, J.W.a. Third utg, Mexico.
- Moore, D.M. og Reynolds, R.C. 1997. *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Second edition utg, New York: Oxford University Press, Inc.
- Park, K. og Wayne, V. 1965. Electrolytic Conductance of Sea Water and the Salinometer*(Part 1). *Jour Oceanogr Soc Japan* 21.
- Rankka, K., Andersson-Sköld, Y., Hultén, C., Larsson, R., Leroux, V. og Dahlin, T. 2004. Quick clay in Sweden. *Swedish Geotechnical Institute Report* 65, 145.
- Rosenqvist, I.T. 1966. Norwegian research into the properties of quick clay—a review. *Engineering Geology* 1, 445-450.

- Rosenqvist, I.T. 1968. *Mechanical Properties of Soil from a Mineralogical-physical-chemical viewpoint*. Universitetet i Oslo Institutt for Geologi
- Rosenqvist, I.T. 1975. Origin and mineralogy of glacial and interglacial clays of southern Norway. *Clays and Clay Minerals* 23, 153-159.
- Sandven, R. 2005. *Soil Investigations, Geoteknikk, Materialelegenskaper. Utstyr, prosedyrer og parameterbestemmelser* Redigert av NTNU, F.f.g.: NTNU 290 s.
- Shaw, D.J. 1966. *Introduction to colloid and surface chemistry*, London. ix, 190 s. : fig. s.117
- Skempton, A.W. 1953. Soil Mechanics in Relation to Geology. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society* 29, 29.
- Statens Vegvesen, V. 2010. *Håndbok 016* IRoald Aabøe, T.E.F., Frode Oset og Jan Vaslestad (red). *Geoteknikk i veibygging* Statens Vegvesen.
- Strand, S. 2011. *Øvinger i boring og brønnvæsker* - Leire Universitetet i Stavanger
- Thakur, V., Oset, F., Aabøe, R., Degago, S., Wiig, T., Lyche, E., Haugen, E.E.D., B., S.M. og Robsrud, A. 2012 *A critical appraisal of the definition of Brittle clays (Sprøbruddmateriale)*.
- Torrance, J.K. 1983. Towards a general model of quick clay development. *Sedimentology* 30, 547-555.

Vedlegg

Datagrunnlaget i fra geotekniske analyser, opplyst av prøvetaker. Resultater i fra egne analyser av kornfordeling og røntgendiffraksjon.

Kornfordeling							Geoteknikk				
Lokalitet	Nr	dybde	Mean (mikrometer)	d50	Cu = d60/d10	% leirfraksjon	Ip	Aktivitet	St	Sr (kPa)	W(%)
Dragvoll	0	2,6	20,37	8,641	8,86	14,3	11	0,77	22,0	2,1	39,9
Dragvoll	1	3,6	26,48	10,38	10,19	13,5	7	0,52	24,9	0,7	36,7
Dragvoll	2	4,6	21,35	8,725	9,59	15,5	7	0,45	27,7	0,7	39,7
Dragvoll	3	5,6	13,38	7,855	9,58	17,4	5	0,29	71	0,1	40,4
Esp - Byneset	4	7,7	13,81	8,224	8,68	15,6	4	0,26	14,8	2	37
Esp - Byneset	5	9,7	12,83	8,232	8,60	15,5	3	0,19	26,1	2	32
Esp - Byneset	6	8,8	9,371	7,555	8,55	14,6	7	0,48	25,7	2	35,2
Esp - Byneset	7	8,58							27,9	2	29,7
Rv 23 Bjørnstad-Dagslett	8	54/10,2-11	16,58	8,38	8,08	14,5		0,00			
Rv 23 Bjørnstad-Dagslett	9	54/9,2-10	11,52	7,073	8,24	15,1	15	0,99	10	2	30
Rv 23 Bjørnstad-Dagslett	10	54/3,2-4	9,028	6,7463	5,96	14,5	5	0,34	8	2	30
Rv 23 Bjørnstad-Dagslett	11	41/9,1-9,6	13,37	7,369	7,35	14,6	15	1,03	10	2	25
FV 685 Trømborg	12	11,2-12	14,31	6,115	9,73	23,1	10	0,43	7	0,4	30
FV 685 Trømborg	13	13,2-14	12,58	5,253	8,43	25,2	22	0,87	6	0,2	30
E6 Skotsmyra - Åkvika	14	12,2-13	17,87	10,05	8,74	12,7	5	0,39	7	0,4	35
E6 Skotsmyra - Åkvika	15	13,2-14	16,41	9,755	9,03	13	5	0,38	7	0,4	35
RV 450 Kløfta	16	13/2,2-3	9,101	6,079	7,86	20,2	15	0,74	6	12	28
RV 450 Kløfta	17	13/6,2-7	12,32	5,997	8,15	21	7	0,33	35	0,9	40
RV 450 Kløfta	18	13/12,2-13	18,28	7,03	9,73	20,3	10	0,49	19	0,8	35
Fv35 Jutebrua	19	10-10,8	14,4	6,107	9,72	23,4	5	0,21	63	0,2	35
ny E18 Rugtvedt - Dørdal	20	8-8,8	12,69	8,059	9,32	17,3	20	1,16	36	0,4	40
Fv 715 Olsøy - Keiserås	21	15,0-15,8	14,17	5	7,93	26,3	10	0,38	103	0,3	38
Fv 530 Ånes Bru	22	5,0-5,8	47,55	23,54	21,86	11,3	5	0,44	76	0,3	25
E18 Ørje Vinterbro	23	4,0-4,7	35,35	7,609	13,30	20,9	18	0,86	23	0,4	40
Rv 509, Kryss Sømmevågen vest	24	4,0-4,8	74,88	22,41	18,10	8,82	10	1,13	25	0,8	38
E6 Åkvik - Mjåvatn 7	25	6,0-68	20,02	12,19	8,34	10,2	10	0,98	13	1,3	30
Brattåsen - Lien	26	3-3,8	22,07	14,43	8,16	8,45	5	0,59	255	0,1	25
Vangstunnelen	27	7,3-8,1	51,65	28,02	18,29	8,31		0,00	76	0,3	30
E6 Skotsmyra - Åkvika	28	16,2-17	20,2	10,15	9,67	12,8	5	0,39	159	0,2	30
E6 Åkvik - Mjåvatn 127	29	10,2-11	16,57	9,419	9,28	13,4	10	0,75	75	0,4	25
Esp - Byneset	31	9,05	15,26	8,832	8,86	14	5	0,36	26	0,7	35

Lokalitet	Nr	dybde	Mean (mikrometer)	d50	Cu = d60/d10	% leirfraksjon	Ip	Aktivitet	St	Sr (kPa)	W(%)
Esp - Byneset	31	9,05	15,26	8,832	8,86	14	5	0,36	26	0,7	35
E39 Rosseland	32	9,2-10	6,835	2,786	5,76	41,2	10	0,24	73	0,6	45
E39 Rosseland	33	10,2-11	5,783	2,751	5,75	41,5	10	0,24	110	0,4	42
E39 Rosseland	34	11,2-12	5,456	2,38	5,48	45,2	10	0,22	400	0,1	66
Solberg-krysset. Ås	35	4-4,8	15,98	6,146	9,68	23	14	0,61	21	0,7	47
Solberg-krysset. Ås	36	5-5,8	18,24	5,378	9,59	26,8	8	0,30	28	0,4	40
Solberg-krysset. Ås	37	7-7,8	73,3	17,71	29,21	17	7	0,41	14	0,9	20
Solberg-krysset. Ås	38	4-4,8	19,23	5,757	9,16	24,8	17	0,69	21	0,7	46
Solberg-krysset. Ås	39	7-7,8	16,55	5,773	9,02	24,4	12	0,49	11	0,6	32
Solberg-krysset. Ås	40	4-4,8	20,9	6,467	10,49	23	11	0,48	43	0,4	47
Solberg-krysset. Ås	41	3-3,8	20,18	10,27	13,57	18,6	15	0,81	28	0,5	50
Solberg-krysset. Ås	42	6-6,8	19,2	5,718	9,23	25,1	14	0,56	9	1,8	40
E39 Rosseland	43	6,2-7	9,288	4,168	7,03	30,6	22	0,72	8	5,5	40
E39 Rosseland	44	7,2-8	6,883	3,091	6,01	38,4	5	0,13	16	3,1	40
Solberg-krysset. Ås	45	3-3,8	38,83	10,84	17,90	18,7	8	0,43	37	0,3	32
Ny utenlandsterminal. Kr.sand	46	33-33,6	18,84	9,092	13,99	19,5	5	0,26	440	0,1	37
Rakkestad Kommune	47	4,2-5	5,465	1,954	5,81	50,5	16	0,32	23	1,0	73
Rakkestad Kommune	50	7,2-8	10,35	4,748	10,11	27,8	11	0,40	19	0,5	52
FV 208 Vallaveien, Åby	56	10,2-11	17,06	9,126	11,56	17,4	10	0,57	224	0,1	40
RV 23 Bjørnstad-dagslett	60	4,2-5	11,8	6,667	6,44	15,6	5	0,32	8	4,4	30
Fv 854 Rundhaug-Olsborg	62	6,8	19,82	10,25	11,60	15,9	20	1,26	19	1,8	45
Fv 854 Rundhaug-Olsborg	63	5,8	16,05	7,392	13,67	19,4	20	1,03	9	4,1	45
Fv 854 Rundhaug-Olsborg	64	7,7	18,29	6,131	8,30	21,4	5	0,23	132	0,1	100
Fv 854 Rundhaug-Olsborg	65	10,7	10,31	5,744	8,95	23,6	20	0,85	110	0,4	40
Fv 854 Rundhaug-Olsborg	67	13,8	5,985	4,205	6,99	29,1	5	0,17	20	1,5	35
Fv 854 Rundhaug-Olsborg	68	11,8	18,42	6,431	9,33	21,6	5	0,23	47	0,7	30
Leira Hull Le6	69	39,2	22,2	13,16	11,63	11,6		0,00	170	0,5	25
Karivollen Hull 2	70	8,35	10,47		8,79	22,8		0,00			
Karivollen Hull 2	71	8,5	11,21	5,365	8,45	25		0,00			
Fv 854 Rundhaug-Olsborg	72	4	20,62	12,99	13,97	14,1	20	1,42	7	2,4	40
Fv 854 Rundhaug-Olsborg	73	3,6	16,93	8,306	10,93	18,3	20	1,09	7	2,4	40
Leira Hull Le6	74	43,15	18,69	9,326	11,81	17,3	6	0,35	49	0,8	25
Leira Hull Le6	75	37,2	14,84	8,894	10,35	16,6		0,00	80	0,5	30

Lokalitet	Nr	dybde	Mean (mikrometer)	d50	Cu = d60/d10	% leirfraksjon	Ip	Aktivitet	St	Sr (kPa)	W(%)
Fv 854 Rundhaug-Olsborg	76	14,8	9,355	4,884	7,95	26	24	0,92	12	1,7	35
Bossekop Alta	77	4	20,14	8,318	16,03	23,3		0,00	21	3,3	32
Rafsbotn Alta	78	7,4	15,35	7,3	11,25	21,6	12	0,56	170	0,1	50
E39, Kviltorp Årø	79	2,6-2,7	19,73	10,13	15,49	19,8	5	0,25	49	0,6	20
Bossekop Alta	80	15-15,5	20,04	8,744	16,29	23,5		0,00			
Bossekop Alta	81	4,2-5	30,54	19,5	25,13	15,4	32	2,08	21	0,4	35
E39 Kviltorp - Årø	82	1,8-1,9	23,31	9,983	15,49	20	5	0,25	22	0,7	35
Leira Hull Le 17	83	19,55	22,69	8,559	10,05	15,9	6	0,38	210	0,1	35
Leira Hull Le 17	84	21,2	29,43	9,251	11,03	16,1	7	0,43	113	0,3	33
Leira Hull Le 17	85	33,4	26,72	10,65	10,64	14	7	0,50	10	1,1	27
Leira Hull Le 17	86	31,3	15,55	7,867	9,46	17,2	5	0,29	21	1,1	27
Leira Hull Le 17	87	29,2	26,45		13,22	12,9	7	0,54	63	1,8	27
Leira Hull Le 17	88	27,45	55,3	10,66	13,13	15,8	7	0,44	57	0,6	27
Leira Hull Le 17	89	25,6	31,91	16,53	15,34	11,5	7	0,61	68	0,6	22
Leira Hull Le 17	90	23,2	13,65	7,053	9,39	19,1	6	0,31	140	0,2	27
Leira Hull Le 17	91	17,45	13,97	8,887	10,86	17,6		0,00	170	0,3	27
Leira Hull Le 17	92	15,25							5	1,1	25
Furubakken Alta	98	11,4	27,84	12,36	16,68	16,8	3	0,18	140	0,3	33
E6 Klett Sentervegen	100	11,3	12,38	7,786	11,03	20,3		0,00	21	3,3	30
E6 Klett Sentervegen	101	6-6,9	5,112	2,65	5,48	41,4		0,00	2	40	20
Le-9	102	27,2	15,15	8,737	10,32	16,7	7	0,42	53	0,9	27
Eidsvågen Hull 46	103	2-2,8	93,53	31,57	33,55	10,8	6,2	0,57	60	0,7	34
Lade - hull 32	104	9,0-10,0	9,647	6,532	9,29	9,2	13	1,41	6	4,7	34
Eidsvågen Hull 19	105	4-4,8	27,53	13,71	17,73	16,1	5	0,31	19	0,1	33
Eidsvågen hull 18	106	20,5-21	21,83	11,47	16,95	19,1	3	0,16	640	0,1	30
Forvik Hull 110 - Bit 3E	107	2,0-2,8	58,92	22,17	17,58	10,2	5	0,49	105	0,3	35
Holmult N3	108	17,2-18	22,73	8,352	11,09	18,5		0,00			
FV 359 Kleppe Bru bit A	109	4,2-5	5,915	3,192	5,90	36,2	20	0,55	84	0,1	60
F 359 Kleppe Bru bit B	110	4,2-5	20,62	2,201	11,73	14,1	20	1,42	14	1,4	60
Le - 9	111	33,45	4,33	11,57	4,49	46,9	9	0,19	28	1,4	22
Le-9	112	31-32	23,56	10,56	13,01	14,1	9	0,64	62	1	27
Le-9	113	29,2	28,52	13,84	14,11	12,7	7	0,55	93	0,3	24
Forvik Hull 254	114	6,4	79,12	51,12	23,46	7,05		0,00			
Forvik Hull 254	115	3,1-3,9	72,5	43,33	24,49	7,88	5	0,63	105	0,3	20
Forvik Hull 211	116	1-1,8	74,6	23,94	14,49	7,96					

Analyse bulk										Analyse Leirfraksjonen				
Nr	Kloritt	Illitt	Amfibol	Kvarts	Mikroklin	Plagioklas	Ortoklas	Feltspat	Kalsitt	Pyritt	klor(%)	Ill(%)	Amf(%)	Smektitt
0	32,8	43,2	3,7	9,8		10,0		10,01		0,6				
1	32,0	44,2	4,9	6,9		11,3		11,3	0,5	0,3	32,35	67,65		
2	27,6	53,0	4,4	4,0		11,0		11,01			42,17	57,83		
3	27,15	48,03	4,56	7,65		12,61		12,61			29,07	68,92	2,02	
4								0			37,35	59,91	2,74	
5	28,87	54,12	2,16	7,22		7,63		7,63			35,89	63,18	0,93	
6	28,5	55,16	1,38	7,07		7,9		7,9			29,35	69,9	0,75	
7	25,37	48,55	1,46	18,01		6,62		6,62			30,21	67,46	2,33	
8	18,97	56,65	1,74	7,45	5,19	10		15,19			38,83	59,5	1,67	
9	23,51	55,15	1,17	7,71	4,64	7,82		12,46			38,95	59,95	1,1	
10	19,9	57,9	0,98	8,69	4,7	7,83		12,53			23,73	76,27		
11	20,67	54,26	1,73	9,37	5,34	8,63		13,97			25,36	74,64		
12	17,85	55,38	1,97	9,2	4,72	10,88		15,6			26,67	73,33		
13	16,05	53,89	1,74	10,35	6,39	11,43		17,82			30,98	69,02		
14	30,05	57,01	1,52	2,92	1,33	7,17		8,5			57,83	42,17		
15	27,84	60,54	1,37	3,48	1,15	5,62		6,77			36,52	63,48		
16	16,44	62,19	1,29	8,28	2,57	9,23		11,8			33,02	66,98		
17	19,12	60,13	1,15	7,75	3,21	8,64		11,85			22,27	77,73		
18	16,4	56,88	1,7	9,1	4,9	11,01		15,91			31,86	68,14		
19	12,73	41,5	4,64	18,12	10,79	12,22		23,01			25,81	69,9	4,14	spor
20	10,65	43,63	1,98	11,95	14,78	17,01		31,79			25,7	71,14	3	spor
21	24,12	56,03	2,19	4,18	3,54	9,04		12,58	0,9		25,6	72,48	1,84	spor
22	14,73	42,26	8,18	13,25	7,06	14,52		21,58			33,66	62,93	3,21	spor
23	13,7	40,35	2,35	14,32	9	14,74	5,55	29,29			27,17	71,7	1,13	spor
24	11,51	36,91	1,28	13,07	17	14,64	5,58	37,22			26,59	73,24		spor
25	26,3	54,21	1,82	4,66	1,71	8,39	2,92	13,02			34,89	65,11		
26	31,14	51,57	1,81	3,76	1,43	10,3		11,73			42,79	57,21		
27	13,08	45,26	10,93	6,92	8,23	14,67		22,9		0,91				
28	29,86	56,13	1,78	3,68	1,28	7,27		8,55			41,94	58,06	1,83	
29	23,39	60,61	1,98	4,76	1,24	8,02		9,26			31,7	66,47		

Nr	Kloritt	Illitt	Amfibol	Kvarts	Mikroklin	Plagioklas	Ortoklas	Feltspat	Kalsitt	Pyrit	klor(%)	Ill(%)	Amf(%)	Smektitt
31				84,5	8,8	4,9			1,8		34,13	65,87	1,78	spor
32	4,88	59,48	3,54	5,66	12,94	13,5		26,44			8,97	89,25	1,78	
33	5,46	59,82	3,5	5,59	13,07	12,57		25,64			8,68	90,21	1,11	
34	7,07	43,15	3,38	6,58	19,02	20,8		39,82			15	82,4	2,6	
35	17,49	54,5	1,93	9,04	5,31	11,73		17,04			26,1	73,9		
36								0			27,53	72,47		
37	7,6	14,96	2,59	21,76	19,24	33,95		53,19			30,07	69,93		
38	13,81	30,84	1,82	17,36	12,74	21,68		34,42	1,75		30,36	69,64		
39	13,96	29,73	2,18	16,57	13,03	23,2		36,23	1,32		32,06	67,94		
40	9,78	28,8	1,46	41,39	7,06	11,52		18,58			28,63	71,37		
41	13,45	41,69	2,13	12,97	9,67	18,57		28,24	0,8	0,72	25,04	74,96		
42	11,71	36,18	1,79	16,37	12,64	21,31		33,95			27,24	72,76		
43	4,98	57,87	3,56	5,88	14,75	12,96		27,71			12,1	86,19	1,71	
44	5,94	53,224	4,6	6,84	12,86	16,52		29,38			10,54	87,07	2,17	spor
45	10,31	22,24	3,01	18,99	14,7	29,18		43,88	1,57		32,44	60,04		spor
46	5,91	42,09	4,36	27,48	10,25	9,91		20,16			16,9	80,05	3,05	
47	13,64	48,69	2,03	10,01	10,74	14,89		25,63			21,51	78,49		
50	16,46	60,19	1,76	7,58	4,63	9,37		14			28,11	71,89		
56	8,95	44,26	2,12	14,51	14,32	15,84		30,16			27,65	72,35	7,71	spor
60	20,66	56,18	1,19	7,85	5,21	8,9		14,11			27,59	69,79		
62	10,32	36,81	5,27	12,39	15,34	19,87		35,21			28,33	71,67	3,01	spor
63	12,47	50,3	4,27	8,52	10,43	14,01		24,44			26,98	69,55	3,32	spor
64	12	45,72	4,63	9,65	12	15,99		27,99			22,44	74,56	2,85	spor
65	14,6	51,64	3,54	6,49	9,24	14,48		23,72			26,98	70,82	2,2	
67	13,78	66,71	1,87	4,72	3,61	8,21		11,82	1,11		22,29	76,54	1,17	
68	12,17	61,97	2,95	7,1	4,6	10,12		14,72	1,09		18,52	80,08	1,4	
69	23,25	55,04	1,72	9,81	3,14	7,04		10,18			33,04	66,96		
70	23,45	61,86	1,19	5,77	2,57	5,16		7,73			26,14	73,86		
71	20,87	63,37	1,59	6,19	2,61	5,38		7,99			19,08	74,43		
72	9,72	36,36	5,03	11,29	16,69	20,9		37,59			30,47	65,39	3,97	spor
73	13,11	37,54	6,07	10,88	14,7	17,71		32,41			21,95	75,24	2,68	spor
74	22,84	50,11	2,65	11,86	4,44	8,11		12,55			30,56	68,47	0,96	
75	31,14	30,43	4,72	18,1	3,64	11,98		15,62			27,65	72,35		

Nr	Kloritt	Illitt	Amfibol	Kvarts	Mikroklin	Plagioklas	Ortoklas	Feltspat	Kalsitt	Pyritt	klor(%)	Ill(%)	Amf(%)	Smektitt
76	12,16	66,54	2,16	5,46	4,21	8,29		12,5	1,18		18,51	80,05	1,44	spor
77	9,81	45,77	7,1	11,02	5,51	20,79		26,3			19,08	73,3	7,22	tydlige sp
78	11,49	35,34	10,47	6,87	7,52	25,38		32,9	2,92		20,56	71,55	7,34	tydlige sp
79	3,17	35,31	9,62	12,12	16,95	22,83		39,78			10,3	85,418	4,14	spor
80	8,69	51,67	7,83	6,58	5,66	19,57		25,23			34,23	60,33	5,16	tydlige sp
81	7,36	49,46	7,1	9,18	5,78	21,11		26,89			22,17	70,67	6,88	tydlige sp
82	4,91	25,83	7,7	19,57	18,8	22,22		41,02	0,97		11,8	84,12	3,91	spor
83	23,92	56,38	1,94	7,52	3,11	7,13		10,24			30,02	69,98		
84	24,51	52,99	1,88	9,36	3,77	7,5		11,27			27,9	72,1		
85	20,11	43,12	2,37	18,05	7,28	9,07		16,35			30,4	69,6		
86	23,72	54,21	1,24	9,41	3,62	7,79		11,41			29,82	70,18		
87	22,75	55,24	1,5	12,07	1,73	6,71		8,44			26,82	73,18		
88	23,75	51,57	1,59	9,86	3,95	9,27		13,22			32,79	67,21		
89	15,11	60,35	2,19	11,04	3,62	7,68		11,3			26,82	73,18		
90	22,66	59,23	1,73	7,44	3,3	5,64		8,94			25,6	74,4		
91	21,11	60,92	1,51	8,52	2,88	5,06		7,94			25,66	74,36		
92	24,13	54,2	2,04	8,52	3,47	7,65		11,12			28,66	71,34		
98	8,53	39,46	10,36	7,74	8,59	25,33		33,92			20,66	69,21	9,25	tydlige sp
100	23,2	58,25	1,18	8,7	5,56	3,1		8,66			22,87	77,04		spor
101	22,45	62,43	0,92	6,08	2,88	5,25		8,13			24,9	75,04		spor
102	26,31	52,75	2,5	7,2	2,77	8,46		11,23			32,16	65,27	2,57	
103	5,55	49,69	6,21	8,06	10,31	20,18		30,49			5,5	92,62	1,89	
104	27,45	51,24	2,62	5,52	2,35	9,98		12,33	0,84		33,8	64,71	1,44	spor
105	3,23	54,36	6,48	7,3	9,41	19,21		28,62			5,41	91,8	2,79	
106	2,92	49,59	7,6	8,49	9,53	21,87		31,4			5,31	91,97	2,72	
107	23,24	50,37	3,15	3,64	5,32	14,27		19,59			29,44	69,99	1,5	
108	14,94	48,71	2,71	11,35	8,54	12,89		21,43	0,85		29,25	67,98	2,76	
109	17,23	43,59	2,39	7,4	13,76	15,63		29,39			29,81	67,76	2,43	
110	16,38	44,13	2,38	8,01	13,43	15,66		29,09			29,57	66,36	4,06	
111	24,97	51,93	2,35	11,34	3,15	6,26		9,41			33	67		
112	25,4	48,92	3,09	10,4	3,71	8,48		12,19			31,93	66,56	1,51	
113	9,65	56,58	3,75	13,72	5,06	11,25		16,31			32,01	66,1	1,89	spor
114	17,25	46,92	2,32	12,93	6,36	14,21		20,57			29,73	68,86	1,41	spor
115	15,84	49,85	2,42	11,24	5,72	13,95		19,67	0,99		29,89	68,39	1,62	spor
116	21,42	49,64	2,13	8,54	5,21	12,13		17,34	0,93		30,28	68,5	1,22	spor